

**GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN
AN GESTEINEN DER GLOCKNERDECKE
IM SÜDWESTLICHEN TAUERNFENSTER**

ROBERT STADLER

1900



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551913_0003

GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN GESTEINEN DER GLOCKNER-

DECKE IM SÜDWESTLICHEN TAUERNFENSTER

INAUGURAL - DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DES DOKTORGRADES

DES

FACHBEREICHS GEOWISSENSCHAFTEN

DER

LUDWIG - MAXIMILIANS - UNIVERSITÄT

MÜNCHEN

VORGELEGT VON

ROBERT STADLER

MÜNCHEN 1979



1. Berichterstatter: Prof. Dr. K. SCHMIDT
2. Berichterstatter: Priv.-Doz. Dr. K. WEBER-DIEFENBACH

Tag der mündlichen Prüfung: 5. 3. 1980

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des Forschungsvorhabens "Paläogeographische und tektonische Analyse der Glocknerdecke am Südwestrand des Tauernfensters" unter der Leitung von Prof. Dr. K. Schmidt und Dr. B. Lammerer.

Für wertvolle Anregungen und Ratschläge und das stete Interesse am Fortgang dieser Arbeit danke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. K. Schmidt, herzlich.

Herrn Dr. B. Lammerer verdanke ich eine Fülle von aufschlußreichen Einsichten bei gemeinsamen Geländebegehungen und Gesprächen, die sehr zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen.

Für die Durchführung und Hilfe bei den Analysen am Röntgenfluoreszenzanalysator bin ich Herrn Dr. K. Weber-Diefenbach zu großem Dank verpflichtet.

Großer Dank gilt auch den Herren W. Lindenthal, U. Lottner und L. Steinberg für die ausgezeichnete Zusammenarbeit im Gelände und am Schreibtisch. Darüber hinaus stellten sie und Herr Dr. B. Lammerer dankenswerterweise Gesteinsproben zur Verfügung, die wertvolle Ergänzungen brachten.

Frau Weyrich gilt mein Dank für die große Mühe bei der Herstellung der Dünnschliffe.

Nicht zuletzt schulde ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft Dank für die finanzielle Unterstützung bei der Durchführung dieser Arbeit.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	
1. Einführung	1
1.1. Zielsetzung	1
1.2. Geologischer Überblick	3
2. Arbeitsmethoden	8
2.1. Probenahme	8
2.2. Probenvorbereitung und Analyse	8
3. Penninischer Ablagerungsraum und platten- tektonische Modelle der Ostalpen	11
4. Einfluß der Metamorphose auf den Stoffhaus- halt	15
4.1. Vergleich Tone - Glimmerschiefer	16
4.2. Vergleich Pelite - Glimmerschiefer	17
4.3. Schlußfolgerung	19
5. Prasinite des südwestlichen Tauernfensters (Glocknerdecke)	23
5.1. Gesteinsbeschreibung	23
5.2. Ortho- und paragenes Ausgangsmaterial der Prasinite	25
5.3. Zusammenhang zwischen der tektonischen Posi- tion und dem Chemismus von Basalten	26
5.4. Elementmobilität während sekundärer Verän- derungen von Basalten	31
5.5. Hauptelementverteilung der Prasinite	32
5.6. Neben- und Spurenelementverteilung der Pra- sinite	38
5.7. Zusammenfassung	42

	Seite
6.	Paragesteine des südwestlichen Tauern-
	fensters 45
6.1.	Faziesentwicklung der Glocknerdecke 45
6.2.	Wichtige Paragesteintypen 46
6.3.	Ausgangsgesteine 48
6.3.1.	Fe-Mn-Sedimente aktiver mittelozeanischer
	Rücken und sea-floor spreading 48
6.3.1.1.	Chemismus der Fe-Mn-Sedimente mittel-
	ozeanischer Rücken 49
6.3.1.2.	Entstehung der Fe-Mn-Sedimente 52
6.3.1.3.	Verteilungsmuster der Fe-Mn-Sedimente 53
6.3.1.4.	Bedeutung der Fe-Mn-Sedimente für räum-
	liche und zeitliche Rekonstruktionen 55
6.3.2.	Fe-Mn-Sedimente der Glocknerdecke 56
6.3.2.1.	Chemismus und Verbreitung 56
6.3.2.2.	Räumliche und zeitliche Zusammenhänge 63
6.3.2.2.1.	Polarität der Fe-Mn-Sedimente der Be-
	reichs C 63
6.3.2.2.2.	Entfernung zwischen den Bildungsorten
	von C_L und C_H 65
6.3.2.2.3.	Spreading rate 68
6.3.2.2.4.	Bildungsdauer der Fe-Mn-Sedimente 69
6.3.2.3.	Zusammenfassung 71
6.3.3.	Terrigene und biogene Kennzeichen von
	Sedimenten 72
6.3.3.1.	Quarzmarmore 77
6.3.3.2.	Kalkglimmerschiefer 78
6.3.3.3.	Glimmerschiefer 80
6.3.3.4.	Quarzite 84
6.3.3.5.	Quarzite der Schürflingshorizonte 87
6.3.3.6.	Dolomite und Rauhacken 89
6.3.4.	Sedimente mit pyroklastischem Einfluß 90

	Seite
7. Variation des terrigenen und biogenen Einflusses entlang des Profils Blickenspitzenordseite - Plattspitze	92
8. Wassertiefe	101
9. Faziesentwicklung und sea-floor spreading	103
10. Idealprofil	105
11. Versuch einer paläogeographischen Einordnung	106
12. Relative zeitliche Einstufung und Sedimentationsdauer	111
13. Zusammenhänge zwischen sea-floor spreading Faziesentwicklung und zeitlicher Einstufung	114
14. Geochemische Zusammenhänge zwischen Glocknerdeckengesteinen und Tonen des Rheno-Danubischen Flysch'	117
Literaturverzeichnis	126
Tabellenanhang	140
Autoren- und Herkunftsverzeichnis der geochemischen Vergleichsdaten (Paragesteine)	182

Zusammenfassung

Gesteine der Glocknerdecke des südwestlichen Tauernfensters werden in dieser Arbeit mit geochemischen Mitteln untersucht.

Die auftretenden Prasinite können, wie schon in vorangegangenen Arbeiten, von Ozeanbodenbasalten und untergeordnet von within-plate-Basalten abgeleitet werden.

Unter den Paragesteinen werden Fe-Mn-Sedimente identifiziert, die als Hinweise auf ein vulkanisch aktives spreading center und auf sea-floor spreading gelten können.

Die Fe-Mn-Sedimente, Dolomitschürflinge und kritische Elementverhältnisse entlang eines Nord-Süd-Profils legen eine Aufgliederung des bearbeiteten Teils der Glocknerdecke in mehrere Schuppen nahe. Diese zeigen eine Faziesentwicklung, die ebenfalls auf sea-floor spreading hinweist.

Ein einfaches Modell der Vorgänge bei der Subduktion erlaubt eine paläogeographische Einordnung der einzelnen Schuppen, die im Süden des spreading centers liegen. Nördlich davon werden die Bündner Schiefer des Tauernfenster-Nordrandes (KÖHNE 1978) eingeordnet.

Relative Altersbeziehungen, Sedimentationsdauer und eine zeitliche Einstufung der Schuppen des Südteils des penninischen Ablagerungsraumes führen zu einem Schema, das die lithologische Entwicklung der Sedimente dieses Troges als eine Funktion ihres Alters und ihrer Entfernung vom spreading center zeigt.

Genese und Verteilung der Glocknerdeckengesteine lassen

sich somit mit einem sea-floor spreading-Modell deuten.

Geochemische Beziehungen zwischen den hangenden, quarzreichen Glimmerschiefern der Glocknerdecke und Tonen des Rheno-Danubischen Flysch' weisen auf die Möglichkeit hin, ein ähnliches Ablagerungsmilieu für diese Sedimentationsräume anzunehmen. Dies steht im Einklang mit einer mobilistischen Deutung des Rheno-Danubischen Flysch' als vorderstem Teil eines accretionary wedge vor der Stirn der heranrückenden Oberplatte (DIETRICH & FRANZ 1976).

Somit werden die Glocknerdeckengesteine und die Sedimente des Rheno-Danubischen Flysch' aus einem einzigen penninischen Ablagerungsraum bezogen.

1. Einführung

1.1. Zielsetzung

Seit 1973 erschienen mehrere geochemische Arbeiten über die Grünschiefer der Glocknerdecke des Tauernfensters (SCHMID 1973, BICKLE & PEARCE 1974, DERKMANN 1976, WAGNER 1976, KÖHNE 1978).

Die Geochemie der Paragesteine der obersten penninischen Einheit fand dagegen nur einen Bearbeiter (KÖHNE 1978). Die meisten Veröffentlichungen über das Tauernfenster beschäftigen sich aber mit tektonischen und petrographischen Problemen (SANDER 1911, 1921, FRASL 1958, FRASL & FRANK 1966, FRANK 1969, THIELE 1970, RAITH 1971, ABRAHAM et al. 1974, MORTEANI 1974, FRISCH 1974, 1976, 1978, BRAUN & RAASE 1975, TOLLMANN 1975, 1977, HÖCK 1976, RAITH 1976).

Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, den Stoffbestand der Grüngesteine (Prasinite) und der Paragesteine der Glocknerdecke im südwestlichen Tauernfenster (Abb.1) mit geochemischen Mitteln zu erfassen.

Darüber hinaus stellen sich Fragen nach dem Sedimentationsraum und -inhalt der Glocknerdecke vor der Deformation und Metamorphose. Es sollten Informationen gewonnen werden über Breite und Tiefe des penninischen Troges, über die Zusammensetzung der Sedimente und über ihre Ablagerungsbedingungen. Die Grüngesteine verdienen dabei besonderes Augenmerk, da sie nicht nur als Buntmetallerzträger Bedeutung haben können (SCHMID 1973, DERKMANN 1976), sondern auch als mögliche Relikte ozeanischer Kruste angesehen werden (FRISCH 1974, TOLLMANN 1975, HÖCK 1976, ROEDER & BÖGEL 1978).

Zusätzlich wurden Proben des Rheno-Danubischen Flysch'

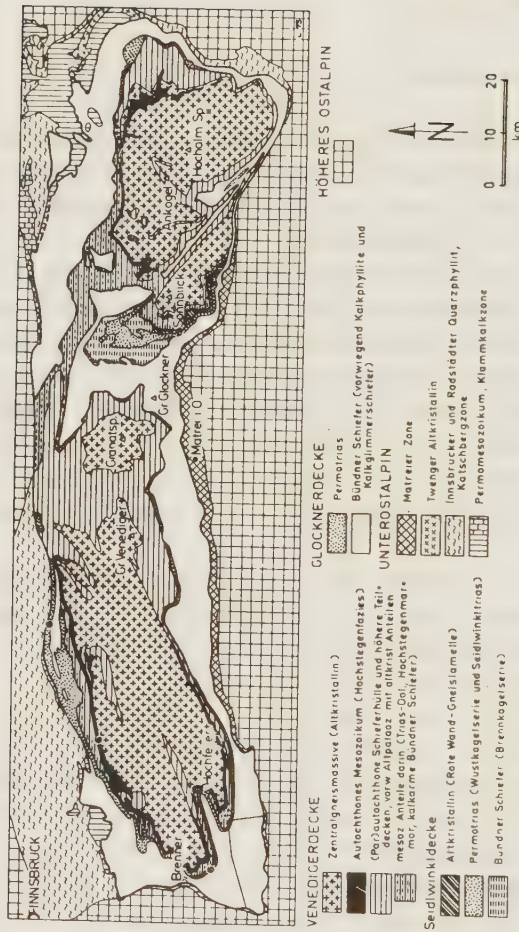


Abb.1: Geologische Karte des Tauernfensters (aus FRISCH, 1976).
Das Arbeitsgebiet liegt südwestlich vom Hochfeiler
in den Bündner Schiefern der Glocknerdecke.

(Lainbachtal/Benediktbeuern) bearbeitet, um eventuelle paläogeographische Beziehungen mit Sedimenten der Glocknerdecke zu ergründen.

Bei diesem Versuch ist zu berücksichtigen, daß die von geochemischen Ergebnissen abgeleiteten Analogien mit Literaturdaten nur ein unvollständiges Bild liefern, das schon durch die Probenzahl begrenzt wird. Andere unbekannte Parameter, wie z. B. Sedimentationsgeschwindigkeiten und tektonische Vorgänge, erschweren darüber hinaus das Zusammensetzen der Einzelinformationen zu einem Gesamtbild.

Deshalb kann diese Arbeit nur als ein erster Versuch gelten, mit Hilfe geochemischer Untersuchungen an Paragesteinen, einschließlich der begleitenden Orthogesteine, den penninischen Ablagerungsraum zu rekonstruieren. Um die erzielten Ergebnisse zu untermauern, wären weitere Untersuchungen an Gesteinen aus anderen Teilen der Glocknerdecke notwendig.

1.2. Geologischer Überblick

Zwischen Brenner und Katschberg, auf einer Länge von 160 km und einer Breite von 30 km, treten in einem tektonischen Fenster (TERMIER 1903) penninische Einheiten gewölbeartig unter dem ostalpinen, sicher vormesozoischen Altkristallin (FRANK 1969) zutage. Dieses tiefste tektonische Stockwerk der Alpen ist im Westen im Engadiner Fenster und im Gargellenfenster, im Osten im Rechnitzfenster angeschnitten.

Den inneren tektonischen Rahmen des Tauernfensters bilden unterostalpine Einheiten (BÜGEL & SCHMIDT 1976):

Im Westen an der Brennerlinie liegen einzelne Reste

unterostalpinen Gesteinsverbände, im Norden der Innsbrucker Quarzphyllit, das Tarntaler Mesozoikum und das Unterostalpin der Radstädter Tauern.

Im Osten treten unterostalpine Schollen der Katschbergzone auf und im Süden wird die "Matreier Schuppenzone" noch gelegentlich dem Unterostalpin zugerechnet.

Oberostalpin (Nördliche Grauwackenzone) grenzt im Norden an das Tauernfenster.

Im Westen, Süden und Osten bilden oberostalpine Einheiten (Altkristallin) den weiteren Rahmen des Tauernfensters.

Der Fensterinhalt ist charakterisiert durch die Zentralgneiskerne mit geringmächtigen, autochthonen Sedimenten einerseits und durch die Obere und Untere Schieferhülle andererseits (TOLLMANN 1977).

Eine abweichende Gliederung gibt FRISCH (1976), der eine tiefere tektonische Einheit einer höheren gegenüberstellt. Die untere Einheit, die Venedigerdecke, besteht aus den Zentralgneismassen und der Unteren Schieferhülle. Die Obere Schieferhülle bzw. Glocknerdecke umfaßt die höheren penninischen Einheiten (Abb.1 und Abb.2).

Die stratigraphische Gliederung der Glocknerdecke erhielt wesentliche Anstöße durch Vergleiche mit den westalpinen Bündner Schiefer und mit den fossilführenden Gesteinen des Radstädter Unterostalpins. Ferner konnte der Hochstegenkalk der Unteren Schieferhülle (bzw. Venedigerdecke) durch Fossilfunde zeitlich eingeordnet werden. Am bekanntesten ist der Perisphincten-Abdruck, gefunden von KLEBELSBERG (1940) bei Mayrhofen. Dieser Fund erweist das Oxford-Alter dieses Teils des Hochstegenkalks (MUTSCHENLECHNER 1956).

Ein Belemnitenrest (THIELE 1974), Radiolarien und Schwammnadeln (SCHÖNLAUB et al. 1975) bestätigen die zeitliche Einordnung dieses Ammonitenabdrucks.

Crinoidenfunde durch FRISCH (1975) im Dolomitmarmor an der Kalkwandstange (Glocknerdecke) sprechen für anisiches Alter.

Aus den Serienvergleichen und den raren Fossilfunden (z. T. nicht in der Glocknerdecke) ergibt sich also das permomesozoische Alter der Glocknerdeckengesteine (Abb.2).

Nach SANDER (1911) erhielten diese penninischen Gesteine durch die sog. "Tauernkristallisation" eine metamorphe Überprägung.

Heute wird dieser Vorgang in zwei zeitlich getrennte Metamorphosephasen aufgeteilt. Dies beruht auf der Erkenntnis von MIYASHIRO (1961) von gekoppelten Metamorphosezonen in alpinotypen Gebirgsbögen. Danach entstand während der Orogenese als erstes eine mäßig temperierte Hochdruckmetamorphose (Blauschieferfazies) im Bereich der subduzierten Kruste, der dann mit der Aufheizung des Materials in der Tiefe und oberhalb der Subduktionszone eine höher temperierte Regionalmetamorphose bei geringen Drucken folgte.

In der Schieferhülle des Tauernfensters herrschten bei der älteren Hochdruckmetamorphose nach ABRAHAM et al. (1974) Temperaturen von 500-550°C und Minimaldrucke von 6 kb, nach CH. MILLER (1974, 1977) lokal bei Eklogitbildung 400-500°C und Drucke von 8-11 kb. Da diese Metamorphose im Zusammenhang mit der Überschiebung des Ostalpins über das Penninikum steht, ist ein kretazisches Alter dieser älteren Überprägung zu erwarten (TOLLMANN 1977).

Die zweite Phase ist eine Regionalmetamorphose unter Bedingungen der Grünschiefer- bzw. der beginnenden Amphibolitfazies. Ihre Intensität nimmt von den Ziller-

MATREIER SCHUPPENDECKE Penninisch mit unterostalpinem Material	MATREIER ZONE Unterostalpin mit penninischen Elementen
OBERE SCHIEFERHÜLLDECKE Bündner Schiefer kalkarme Schiefer mit Karbonat-quarziten und Quarziten, Kreide Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer, höherer Jura kalkarmer Schwarzphyllit, Lias Aniskalk und Mitteltriasdolomit Anisbasisrauhwacke Skythquarzit Arkosegneis bis Glimmerschiefer, alpiner Verrukano?	GLOCKNERDECKE Bündner Schiefer kalkarme bis kalkfreie Sedimentation, tiefere Kreide kalkreiche Entwicklung, Prasinite, oberer Jura Quarzite und Schwarzphyllite, unterer Jura Dolomitmarmor mit Crinoiden, Anisquarzsandige Karbonate, Quarzit/Karbonatwechsellagen, Rauhwacken, Skyth/Anis Konglomerate, Sandsteine, Permotrias
UNTERE SCHIEFERHÜLLDECKE Kaserer Serie, untere Kreide, mit Schwarzphylliten, kalkigen Phylliten, Karbonatquarziten und Breccien Hochstegenkalk, Malm Hochstegenquarzit, Phyllite, tieferer Jura mitteltriad, Kalk- und Dolomitmarmore Permoskythquarzite Porphyrmaterialschiefer (Grauwackengneise, Arkosen, Porphyroide), altpaläozoisch	VENEDIGERDECKE WOLFENDORNDECKE Kaserer Serie, untere Kreide, mit Quarzitschiefer und Quarzmarmor, Schwarzphylliten, Phylliten, Quarziten, Kalkphylliten, Quarzmarmor, Arkosequarzit Hochstegenentwicklung, Jura Kalkmarmor Quarzit karbonatische (dolomit.) Mitteltrias Quarzit mit Konglomeratlagen, Perm-Skyth Porphyrmaterialschiefer, paläozoisch
ZENTRALGNEISMASSE und autochtone Sedimenthülle	ZENTRALGNEISMASSE (Altkristallin) und paraautochtone Hochstegenzone

Abb.2: Tektonische Gliederung des Tauernfensters,
links: TOLLMANN (1977), rechts: FRISCH (1976).

taler Alpen (niedriggradige Amphibolitfazies) zum Rand des Tauernfensters (Grünschieferfazies) hin ab (MORTEANI 1974). CLIFF et al. (1971) und OXBURGH et al. (1974) legen sie in den Zeitraum zwischen 55 und 36 Mio. J.. Im Westabschnitt des Tauernfensters ist durch SATIR (1975) der Höhepunkt bzw. der Abschluß dieser jüngeren Metamorphose durch Rb/Sr-Phengitalter auf 29 Mio. J. festgelegt worden.

Diese zwei Phasen der Tauernkristallisation werden von FRANK (1976), HÖCK (1974), ACKERMAN & MORTEANI (1976) und CH. MILLER (1977) bestätigt.

Im bearbeiteten Gebiet sind Lawsonit-Pseudomorphosen der älteren Hochdruckmetamorphose zuzuweisen (LAMMERER, in Vorbereitung), die jüngere Regionalmetamorphose erreicht die Grünschieferfazies (LOTTNER 1979).

2. Arbeitsmethoden

2.1. Probennahme

Die Beprobung der Glocknerdecke erfolgte entlang von Profillinien quer zum Streichen bzw. an einzelnen Probenabnahmepunkten. Die Probenabstände richteten sich nach den geologischen und topographischen Verhältnissen. Das Hauptprofil verläuft von der Felbespitze im Norden über das Pfunderer Joch, das Sandjöchl, die Blickenspitze, die Ehrenpolspitze, die Domenarspitze zur Plattspitze im Süden. Zusätzliche Profile und Probenabnahmepunkte sind in Abb.3 eingetragen.

2.2. Probenvorbereitung und Analyse

Nach Vorzerkleinerung der Gesteinsprobe im Backenbrecher wurden 50 g Material in einer Widia-Scheibemühle feingemahlen.

Nach Bestimmung von H_2O^- durch 40-minütiges Erhitzen auf 110°C und des Glühverlusts durch 2-stündiges Glühen bei 900°C wurden in einem Induktionsschmelzofen Schmelztabletten hergestellt. Als Flußmittel diente Lithiumtetraborat, das Mischungsverhältnis Probe/Flußmittel war 1:2.

Die Analysen wurden an einem vollautomatisierten, energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalysator (EDRFA) vom Typ TEFA 6111 mit 32 K-PDB-10/04-Computer und 2 Drive-AED-Floppy Disk-Speichereinheiten mit erprobten automatischen Analysen- und Rechenprogrammen durchgeführt.

Die Reproduzierbarkeit der Messungen ist in Tab.1 dargestellt. Ist die relative Standardabweichung kleiner 5, so wird das Ergebnis als gut betrachtet (mündliche Mitteilung, WEBER-DIEFENBACH 1979). Im übrigen sei zu diesem Fragenkomplex auf WEBER-DIEFENBACH (in Vorbereitung) verwiesen.

	Bereich	$\bar{x}$	s	c
SiO ₂	55,13 - 56,33	55,58	0,330	0,59
TiO ₂	1,96 - 2,00	1,97	0,011	0,55
Al ₂ O ₃	15,16 - 15,66	15,40	0,117	0,76
Fe ₂ O ₃	9,38 - 9,50	9,44	0,033	0,35
MnO	0,129 - 0,14	0,134	0,004	2,98
MgO	3,12 - 3,64	3,31	0,015	0,45
CaO	5,36 - 5,47	5,41	0,029	0,53
Na ₂ O	3,20 - 3,71	3,42	0,112	3,27
K ₂ O	3,47 - 3,51	3,49	0,023	0,65
P ₂ O ₅	1,31 - 1,43	1,37	0,036	2,62

$\bar{x}$ = arithmetisches Mittel
s = Standardabweichung
c = rel. Standardabweichung

Tab.1: Reproduzierbarkeit der Messungen am Röntgenfluoreszenzanalysator (WEBER-DIEFENBACH 1979, in Vorbereitung)

Meßzeit 200 s

n = 19

Alle Hauptelementmessungen in Gew.-%, Spurenelementmessungen in ppm.

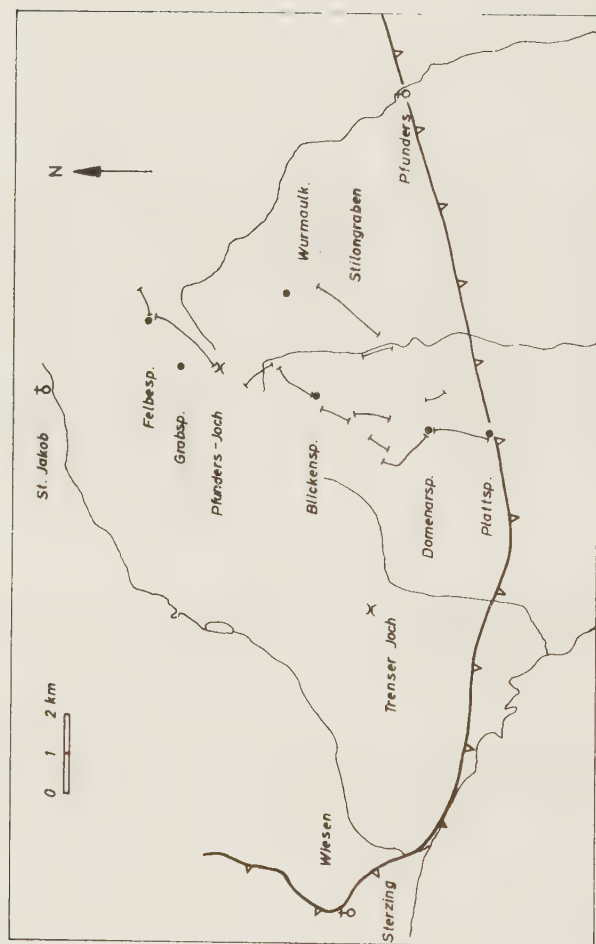


Abb.3: Lage der Probenprofile

3. Penninischer Ablagerungsraum und plattentektonische Modelle der Ostalpen

Plattentektonische Modelle des Mittelmeerraumes und der Alpen basieren oft auf dem Vergleich mit der Entstehungsgeschichte des Atlantiks.

Bereits 1941 legte AMPFERER ein Modell für die Entstehung des Atlantiks vor, das den heutigen Vorstellungen sehr nahe kommt (Abb.4):

"Es sind dies zuerst eine von unten aufsteigende und nach beiden Seiten abschließende Massenströmung, welche die Kontinentgruppe Europa und Afrika und Nord- und Südamerika zerteilte und auseinandertrieb. Dabei wurde als Auftriebsscheitel der Zerspaltung der lange zentrale Atlantische Mittelrücken geschaffen."



Abb.4: "Schema der Teilung einer Kontinentmasse durch eine aufsteigende Unterströmung und Abschub der Teile nach beiden Seiten. Bei + entsteht so der atlantische Mittelrücken, welcher die Halbierung der Teilung festhält." (AMPFERER 1941).

Neben diesem spreading des Atlantiks in Ost-West-Richtung ist vor allem eine Nord-Süd-Bewegung zwischen Europa und Afrika für die Entstehung der Alpen von Bedeutung. FROMM & PUCHER (1978) weisen darauf hin, daß auf Grund der Norddrift von Afrika um 35 Breitengrade und Europa um 24 Breitengrade seit der Trias, verglichen mit der

Entfernung von Afrika zum mittelatlantischen Rücken von 25 Längengraden, die Nord-Süd-Bewegungen zwischen diesen Kontinenten mehr Beachtung finden sollten.

Im Zusammenhang mit dieser Norddrift, die für Afrika und Europa mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten verlief, steht die Öffnung des penninischen Ozeans, als sich die Kontinente etwa an der Wende Trias/Jura trennten. Er bestand bis in die Unterkreide hinein (190-120 Mio. J.) und erreichte im Jura eine maximale Ausdehnung von 2,8 Breitengraden (ca. 300 km) (FROMM & PUCHER 1978).

Nach ROEDER & BÖGEL (1978) entstand der penninische Ozean durch sea-floor spreading, das an der Wende Trias/Jura einsetzte. Er gliederte sich in ein süd- und ein nordpenninisches Becken mit ozeanischer Kruste, die durch einen sialischen Block, das Mittelpenninikum, getrennt wurden.

Diese Unterplatte wurde in der Kreide entlang einer südfallenden Benioffzone im südpeninischen Trog unter eine Oberplatte subduziert, die sich aus Material der Tethys' oder des Gandwanalandes ("intra-Tethyan or Gondwana assoziated material") zusammensetzte.

Die Bildung des Rheno-Danubischen Flysch' umspannt den maximal möglichen Zeitraum dieser alpidischen Subduktion (Barrême bis spätes Eozän). Er könnte den vordersten Teil des accretionary wedge an der Stirn der Oberplatte darstellen (DIETRICH & FRANZ 1976).

FRISCH (1978) geht von einem südpeninischen und einem nordpenninischen Ozean aus, die sich durch sea-floor spreading entwickelten und von 180-130 Mio. J. bzw. 130-80 Mio. J. Bestand hatten. Im ersteren, mit einer geschätzten Maximalbreite von 500-1000 km in der unteren Kreide, lagerten sich die Bündner Schiefer der späteren

Glocknerdecke ab, im zweiten der Rheno-Danubische Flysch. Dazwischen lag des Mittelpenninikum, das heute durch die Venedigerdecke und den Zentralgneis repräsentiert wird.

Die gegenwärtigen tektonischen und faziellen Beziehungen der Ostalpen erklärt FRISCH (1978) durch drei aufeinanderfolgende südfallende Subduktionen: Subduktionen ozeanischer Kruste betreffen die süd- und die nordpenninischen Zonen (130-80 Mio. J. bzw. 80-40 Mio. J.), die dritte ist eine Unterschiebung der Molassevertiefte unter die Austroalpine Zone (40-5 Mio. J.).

Nach TOLLMANN (1977) besteht die Dreigliederung des westalpinen Pennins auch in den Ostalpen. Der Rheno- Danubische Flysch bildet die Fortsetzung des Nordpennins (Valais) der Schweiz, die Hochstegenzone entspricht dem Mittelpennin (Briançonnais) und die Schieferhülldecken dem Südpennin (Piemontais).

Der südpenninische Ozean öffnete sich ab Jura mit dem rotierenden Auseinanderdriften der Afrikanischen und Eurasischen Platte, wobei sich eine ozeanische, basische bis ultrabasische Kruste bildete.

Von der Mittelkreide an wird dieser Raum durch die nun einsetzende Orogenese im Zusammenhang mit dem Herandriften der Afrikanischen Platte in mehreren Teilphasen zum Deckengebirge umgewandelt. Der Sedimentationsbeginn des Rheno-Danubischen Flysch' zu dieser Zeit zeigt ebenso diese Umwälzung an.

Zur ursprünglichen Ausdehnung des alpinen Ablagerungsraumes stellt TOLLMANN (1977) fest, daß ein Betrag von 650 km immer noch wesentlich zu gering sei.

Die bisher genannten Autoren gehen übereinstimmend von einer südwärts gerichteten Unterströmung aus. Gleiches gilt für die Arbeiten von DAL PIAZ et al. (1972), ERNST (1973), GANSSER (1973), HAWKESWORTH et al. (1975),

DIETRICH & FRANZ (1976), FRISCH (1976), KLEMM et al. (1978). ¹⁾

Im Gegensatz zu dieser Einmütigkeit herrscht bei Angaben über die Breite der subduzierten, ozeanischen Zonen noch große Unsicherheit. Neben den obigen Angaben werden noch folgende Zahlen genannt:

Für die Alpen und den Apennin nimmt STEINMANN (1925) eine oberjurassische Tiefseezone (4-6 km tief) von etwa 500 km Breite an.

Der penninische Trog der Ostalpen soll nach DIETRICH & FRANZ (1976) 250-400 km breit gewesen sein.

KOBER (1955) schätzt die ursprüngliche Ausdehnung des alpinen Ablagerungsraumes auf etwa 420-450 km.

Mit Werten von 600-800 km rechnet TRÜMPY (1971) in den Westalpen.

Die Angaben für die Breite des penninischen Troges schwanken also zwischen 250 und 1000 km, die Erstreckung des alpinen Ablagerungsraumes reicht von 420 km bis wesentlich mehr als 650 km.

Wahrscheinlich ist es so, daß die ursprünglichen paläogeographischen Abstände einzelner Orogenzonen größer waren, als die konstruktive Rückformung der noch vorkommenden Gesteinsverbände ergibt, da in plattentektonischen Modellen bis zur Kollision kontinentaler Schollen beliebig viel Ozeanboden konsumiert werden kann (SCHMIDT 1976).

Diese plattentektonischen Modelle und die Angaben über die Größe der alpinen bzw. penninischen Ablagerungsräume bilden den Rahmen für diese Arbeit, in den die Gesteine der Glocknerdecke des südwestlichen Tauernfensters eingeordnet werden sollen.

1) OXBURGH (1972) dagegen gibt einer nordeinfließenden Subduktionszone den Vorzug.

4. Einfluß der Metamorphose auf den Stoffhaushalt

Um die metamorphen Paragesteine des südwestlichen Tauernfensters (Quarzmarmore, Kalkglimmerschiefer, Glimmerschiefer, Quarzite, Dolomite und Rauhacken, vgl. Kap.6.3.3.) mit Literaturdaten meist nichmetamorpher Gesteine vergleichen zu können, soll zuerst versucht werden, die Frage nach metamorphen Stoffverschiebungen zu beantworten. Dazu werden Glimmerschiefer ¹⁾ der Glocknerdecke mit Literaturdaten verglichen:

Schiefer	TUREKIAN & WEDEPOHL (1961)
Flachseeton	WEDEPOHL (1960), Flachsee
Ton	VINOGRADOV (1967); COOK (1974), Indik, 4000 m Wassertiefe; MANHEIM (1974), Rotes Meer, 2000 m Wassertiefe.
metamorphe und nicht-	
metamorphe Pelite	SHAW (1954 und 1956)

Aus der großen Anzahl von Unbekannten, die Stoffverschiebungen verursachen können (z. B. unterschiedliches Ablagemilieu, abweichende Zufuhr von klastischem und biogenem Material), sollten diejenigen herausgefiltert werden, die als Folgen der Metamorphose in Frage kommen können.

1) Das Verhältnis Si/Al sollte um 3, 100 K/Al um 30 schwanken, entsprechend den Durchschnittsgehalten von Tonen nach Literaturangaben.

4.1. Vergleich Tone (Literaturdaten) - Glimmerschiefer (Glocknerdecke)

H a u p t e l e m e n t e : Mit Hilfe des Student-t-Tests ¹⁾ wurden die Mittelwerte der Hauptelemente der Tone und Glimmerschiefer verglichen. Demnach liegen keine signifikanten Abweichungen vor, nur P ist in den Glimmerschiefern erhöht (Tab.2).

	A	B		A	B
SiO ₂	65,76	63,00	Ni	77	80
TiO ₂	0,76	0,78	Cu	53	45
Al ₂ O ₃	15,46	16,95	Zn	78	110
Fe ₂ O ₃	7,30	6,74	Ga	19	22
MnO	0,18	0,13	Pb	18	25
MgO	2,64	3,30	Rb	135	145
CaO	3,60	3,36	Sr	287	171
K ₂ O	3,28	3,31	Y	27	40
P ₂ O ₅	0,17	0,30	Zr	152	197

Tab.2: Durchschnittliche Zusammensetzung von Tonen (A) und Glimmerschiefern (B), H₂O- und CO₂-frei berechnet.

- A) Literaturdaten nach WEDEPOHL (1960), Flachsee;
 TUREKIAN & WEDEPOHL (1961); VINOGRADOV (1967);
 COOK (1974), Indik, 4000 m Wassertiefe; MANHEIM
 (1974), Rotes Meer, 2000 m Wassertiefe; n = 3.
 B) Glimmerschiefer der Glocknerdecke; n = 12.

 1) Der Test vergleicht zwei Mittelwerte, z. B. SiO₂-Flachseeton mit SiO₂-Glimmerschiefer. Übersteigt der gebildete t-Wert den Tafelwert t_{99%}, so heißt die Abweichung des
 (Fortsetzung S.17)

S p u r e n e l e m e n t e : Die Mittelwerte von Zn, Pb, Y und Zr der Glimmerschiefer übertreffen die der Tone, Cu und Sr dagegen überwiegen in den Tonen.

Ein Student-t-Test wurde nicht durchgeführt, da die Spurenelementgehalte die geforderten Voraussetzungen nicht erfüllen (s. Fußnote S.16).

4.2. Vergleich Pelite (Literaturdaten) - Glimmerschiefer (Glocknerdecke)

H a u p t e l e m e n t e : SHAW (1956) vergleicht "nichtmetamorphe" Pelite mit "hochmetamorphen" ¹⁾ Peliten und kommt zu dem Ergebnis, daß die Regionalmetamorphose keine Änderungen der chemischen Zusammensetzung bringt außer dem teilweisen Verlust von H_2O und CO_2 und einem geringen Verlust von O_2 durch die Änderung die Oxidationsstufe des Eisens.

Entsprechend sind die Hauptelementgehalte der Glimmerschiefer des Tauernfensters verglichen mit den Peliten SHAW's keinen nennenswerten Abweichungen unterworfen (Tab.3).

Fortsetzung der Fußnote ¹⁾ von S.16:

Mittelwertes signifikant, liegt er zwischen $t_{95\%}$ und $t_{99\%}$, so heißt die Abweichung wahrscheinlich signifikant (MARSAL 1967). Vorausgesetzt wird dabei, daß die Grundgesamtheiten annähernd normal verteilt sind und die Streuungen der verglichenen Verteilungen nicht signifikant von einander abweichen. Letzteres wurde mit dem Snedecor-F-Test überprüft.

1) Die Begriffe nicht-, mittel- und hochmetamorph entsprechen der Nomenklatur SHAW's.

	A	B	C
SiO ₂	63,34	63,00	65,01
TiO ₂	0,90	0,78	0,82
Al ₂ O ₃	17,59	16,95	17,84
Fe ₂ O ₃	6,63	6,74	6,90
MnO	-	0,13	-
MgO	2,88	3,30	2,38
CaO	2,39	3,36	1,27
K ₂ O	3,73	3,31	3,43
P ₂ O ₅	-	0,30	-

Tab.3: Durchschnittliche Hauptelementverteilung von "nicht-metamorphen" und "hochmetamorphen" Peliten (SHAW 1956) und den Glimmerschiefern des südwestlichen Tauernfensters.

A) "nichtmetamorphe" Pelite, n = 85, SHAW (1956)

B) Glimmerschiefer der Glocknerdecke, n = 12

C) "hochmetamorphe" Pelite (Sillimanitfazies),
n = 70, SHAW (1956).

S p u r e n e l e m e n t e : Die Glimmerschiefer des Tauernfensters werden mit den "mittelmetamorphen" Peliten SHAW's (1954) verglichen, da die "hochmetamorphen" Gesteine SHAW's im Gegensatz zu den Glimmerschiefern des Tauernfensters bereits der Sillimanitfazies entsprechen.

Nach SHAW (1954) nimmt beim Übergang von "nicht"- zu "mittelmetamorphen" Gesteinen Ni leicht ab, Pb dagegen steigt an.

Verglichen mit den "nichtmetamorphen" Peliten (SHAW 1954) zeigen die Glimmerschiefer des Tauernfensters nicht nur eine Pb-, sondern auch eine Cu-Zunahme, die übrigen Spurenelementgehalte ändern sich nicht (Tab.4).

	A	B	C
Ni	80,5	80,0	63,7
Cu	23,1	45,0	23,8
Zn	-	110,0	-
Ga	20,8	22,0	15,9
Pb	16,1	25,0	23,3
Rb	-	145,0	-
Sr	524,0	171,0	731,0
Y	38,8	40,0	37,9
Zr	191,0	197,0	213,0

Tab.4: Durchschnittliche Spurenelementverteilung "nicht-metamorpher" und "mittelmetamorpher" Pelite (SHAW 1954) und der Glimmerschiefer der Glocknerdecke.

A) "nichtmetamorpher" Pelit, n = 85, SHAW (1954)

B) Glimmerschiefer der Glocknerdecke, n = 12

C) "mittelmetamorpher" Pelit, n = ?, SHAW (1954).

4.3. Schlußfolgerung

Welche Veränderungen im Stoffhaushalt sind nun allein auf die Metamorphose zurückzuführen, welche sind von anderen Parametern (s.o.) abhängig ?

Vergleich Tone - Glimmerschiefer

Die relativen Anreicherungen von P, Zn, Pb und Y (Tab.2) spiegeln den größeren "Tiefseecharakter" der Glimmerschiefer des Tauernfensters (vgl. Kap.8) gegenüber den Tonen (nach WEDEPOHL 1960, TUREKIAN & WEDEPOHL 1961, VINOGRADOV 1967, MANHEIM 1974) wider (Tab.5), die hauptsächlich Flachseebildungen darstellen.

	P/Al	Zn/Al	Pb/Al	Y/Al
A	0,98	9,54	2,20	3,30
B	1,45	12,26	2,79	4,46

Tab.5: Zunahme von P, Zn,Pb und Y der Glimmerschiefer der Glocknerdecke gegenüber den Literaturdaten.

- A) Literaturdaten nach WEDEPOHL (1960), Flachsee;
TUREKIAN & WEDEPOHL (1961); VINOGRADOV (1967);
COOK (1974), Indik, 4000 m Wassertiefe; MANHEIM
(1974), Rotes Meer, 2000 m Wassertiefe;
B) Glimmerschiefer der Glocknerdecke.

Da auch die Cu-Gehalte in pelagischen Tonen ansteigen sollten (WEDEPOHL 1960, COOK 1974)(Tab.6), in den Glimmerschiefern aber bezogen auf die Literaturdaten abnehmen (Tab.2), deutet sich in diesem Fall möglicherweise eine Stoffverschiebung durch die Metamorphose an, falls die Cu-Konzentration nicht schon im Ausgangssediment der Glimmerschiefer hinter den Vergleichstonen zurückblieb.

Die relativ hohen Zr-Gehalte der Glimmerschiefer sind unsicher, nach Literaturangaben (LISITZIN et al. 1971, MANHEIM 1974, EMEL'YANOV & SHIRSHOV 1977) sind sie ein Hinweis auf klastische Lieferungen. Entsprechend der Abb.51 kann auch in größerer Küstenentfernung ein Maximum des Zr-Gehalts auftreten, so daß sich kein Widerspruch zum oben erwähnten "Tiefseecharakter" der Glimmerschiefer ergeben muß.

Vergleich Pelite - Glimmerschiefer

Die Differenz der Cu-Gehalte zwischen den Glimmerschiefern und den "mittelmetamorphen" Peliten SHAW's (Tab.4) dürfte wohl im erhöhten Cu-Anteil der Ausgangssedimente der

Cu/Al	Zn/Al	Pb/Al	Y/Al	P/Al	
-	-	-	-	0,74	A
6,43	12,18	3,08	3,75	-	B
20,01	20,06	3,32	-	-	C
39,96	-	17,48	-	-	D
57,05	36,61	8,24	-	-	E
-	-	-	10,36	1,73	F
-	-	-	15,17	-	G

Tab.6: Zunahme von Cu, Zn, Pb, P und Y mit der Wassertiefe (vgl. Kap.8) nach Literaturdaten.

- A) WEDEPOHL (1960), Flachseeton
- B) CALVERT & BATCHELOR (1978), Schwarzes Meer, 2165 m Wassertiefe
- C) COOK (1974), Indik, 4000 m Wassertiefe
- D) EL WAKEEL & RILEY (1961), Atlantik, Pazifik, Indik, Mittelmeer, 3460 m - 6140 m Wassertiefe
- E) LISITZIN et al. (1971), Pazifik, 4282 m - 5981 m Wassertiefe
- F) TUREKIAN & WEDEPOHL (1961), Tiefseeton
- G) GOLDBERG & ARRHENIUS (1958), Pazifik, Tiefseeton.

Glimmerschiefer begründet sein, wie schon der Vergleich Glimmerschiefer - "nichtmetamorphe" Pelite zeigt. Die Pb-Zunahme der Glimmerschiefer stimmt mit der Beobachtung SHAW's überein. Einer Erklärung dieser letzteren Stoffverschiebung durch unterschiedliche Wassertiefen widerspricht die Konstanz des Y-Gehaltes bei Peliten und Glimmerschiefern (Tab.4).

Die Sr-Gehalte zeigen widersprüchliche Tendenzen (s. Tab.2 und 4) und Stoffverschiebungen lassen sich deshalb schlecht abschätzen.

Zusammenfassend kann man sagen, daß die Regionalmetamorphose für die Hauptelemente konservativ verläuft. Dieses Ergebnis steht im Einklang mit SHAW (1956) und MEHNERT (1961), WINKLER (1965), SIDERENKO et al. (1972) in RÖSLER & LANGE (1976).

Bei den Spurenelementen dagegen treten möglicherweise Änderungen durch die Metamorphose auf. Während bei der Erklärung der Abnahme der Cu-Konzentration auch primäre Differenzen zwischen dem Ausgangsgestein der Glimmerschiefer und dem Vergleichsmaterial in Frage kommen, scheint die Pb-Zunahme tatsächlich durch die Metamorphose bedingt zu werden (s. auch SHAW 1954).

Die Abnahme von Ni nach SHAW (1954) widerspricht den Aussagen von FRÖHLICH (1960) und WEDEPOHL (1963), die Ni für weitgehend immobil halten. Diese Konstanz bestätigt sich auch für die Glimmerschiefer der Glocknerdecke.

Für die restlichen Spurenelementgehalte verläuft die Metamorphose offenbar isochem, was in der Literatur bestätigt wird (SHAW 1954, CANN 1970, PEARCE & CANN 1971, BICKLE & PEARCE 1974).

5. Prasinite des südwestlichen Tauernfensters (Glockner-decke)

5.1. Gesteinsbeschreibung

Als Prasinite werden Gesteine mit den Hauptgemengteilen Albit, Epidot, Chlorit und/oder einem Glied der Amphibolgruppe bezeichnet. NIGGLI (1912) und DIEHL (1938) fordern zusätzlich eine poikiloblastische Struktur.

Diese äußert sich in den Prasiniten der Glocknerdecke durch 1-2 mm große Albitblasten (LOTTNER 1979). Als weitere Hauptbestandteile treten auf: Amphibol, Chlorit, Epidot und Zoisit.

Modalbestand der Prasinite (LOTTNER 1979):

Akz.: Titanit, Rutil, Apatit, Zirkon		
Chlorit	12,6	(1,8 - 25,7)
Biotit	4,3	(0,0 - 12,0)
Albit	20,6	(13,5 - 37,4)
Quarz	4,9	(1,2 - 9,2)
Epidot	21,9	(12,8 - 37,9)
Hornblende	29,9	(0,0 - 59,0)
Karbonat	4,0	(0,0 - 26,8)
Titanit/Rutil	1,8	(1,0 - 3,3)

Diese dunkelgrünen (Hornblende, Chlorit) bis gelbgrünen (Epidot) Gesteine sind im Bereich der Grabspitze am mächtigsten (1000 m, LINDENTHAL 1979), während südlich der Blickenspitznordseite nur noch geringmächtige Lagen auftreten (Abb.5). Diese zeigen, verglichen mit den Prasiniten nördlich der Blickenspitznordseite, einen betont lagigen Bau mit oft höherem Quarz- und Karbonatgehalt (LOTTNER 1979).

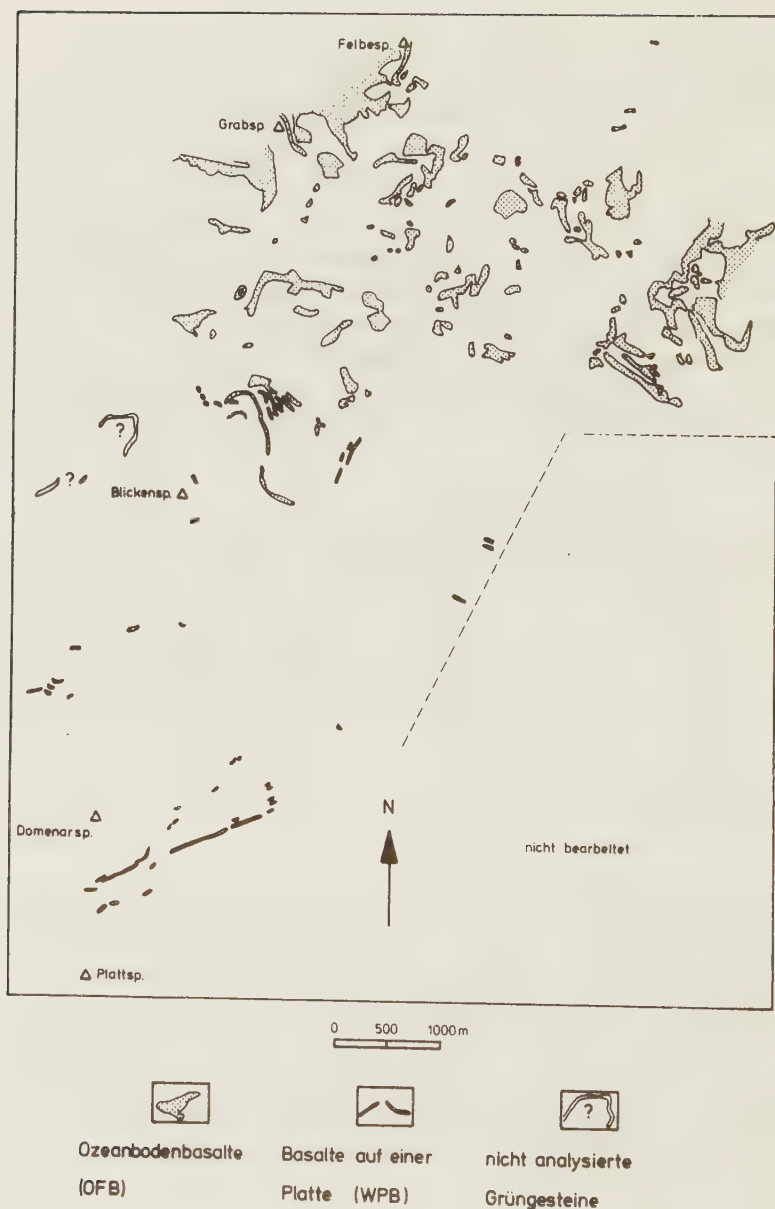


Abb.5: Verteilung der "Ozeanbodenbasalte" und der Basalte "auf einer Platte" im bearbeiteten Gebiet (nach den geologischen Karten von LINDENTHAL, in Vorbereitung und LOTTNER 1979)

5.2. Ortho- und paragenes Ausgangsmaterial der Prasinite

Bei der Suche nach dem Ausgangsmaterial der Prasinite stellt sich zuerst die Frage nach dem Ortho- bzw. Para-charakter der Proben.

Nach LAPADU-HARGUES (1959) sprechen Werte von $\text{TiO}_2 < 0,8\%$ für paragene, $\text{TiO}_2 > 0,8\%$ für orthogene Abstammung. Der Durchschnittswert der untersuchten Proben liegt bei $1,56\%$ (Schwankungsbreite: $1,03\% \leq \text{TiO}_2 \leq 2,17\%$) und damit deutlich im orthogenen Bereich.

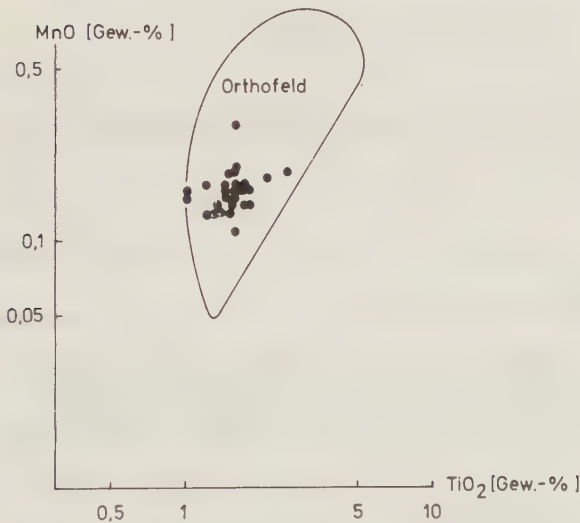


Abb.6: MnO-TiO₂-Variationsdiagramm nach MISRA (1971)

Ein weiteres Kriterium ist das TiO_2 -MnO-Variationsdiagramm (Abb.6) nach MISRA (1971), das alle analysierten Prasinite in einem eng begrenzten Orthofeld aufnimmt.

Auch das positive Korrelationsverhalten ¹⁾ von Cr - Ni und das negative von Ni - Ti und Cr - Ti (Tab.7) sprechen für orthogene Abstammung (LEAKE 1964).

$$\text{Cr} - \text{Ni} : r_{99\%} = + 0,619$$

$$\text{Ni} - \text{Ti} : r = - 0,140$$

$$\text{Cr} - \text{Ti} : r = - 0,187$$

Tab.7: Korrelationskoeffizienten der Prasinite ($r_{99\%}$ kann mit 99%-iger Wahrscheinlichkeit als statistisch gesichert gelten, hier nur für Cr - Ni).

Damit ist die Herkunft der untersuchten Prasinite von Basalten ausreichend belegt.

5.3. Zusammenhang zwischen der tektonischen Position und dem Chemismus von Basalten

Nach PEARCE & CANN (1973) und WEDEPOHL (1975) zeigen Basalte in Abhängigkeit von ihrer tektonischen Position unterschiedlichen Chemismus. Entsprechend der tektonischen

- 1) Der Korrelationskoeffizient r gibt den Grad der Anpassung an die Gerade der kleinsten Quadrate an. Für $r = \pm 1$ wird die Korrelation also genau angenommen (MARSAL 1967).

Position unterscheiden sie vier Basalttypen:

A) Within-plate-basalts (WPB, kontinentale, tholeiitische Basalte).

Sie kommen in großen Bruchzonen auf stabilen Kontinenten vor. Plateaubasalte haben tholeiitischen Charakter, in Grabensystemen überwiegen SiO_2 -untersättigte Alkalibasalte (WEDEPOHL 1975).

B) Ocean-floor-basalts (OFB).

Charakteristische Basalte der Zentralgräben ozeanischer Rücken an divergierenden Plattengrenzen sind hauptsächlich Olivin-Tholeiitbasalte (MIYASHIRO et al. 1969, CANN 1970).

C) Inselbogenbasalte (Niedrig-Kalium-Tholeiite, LKT, und Kalk-Alkali-Basalte, CAB, PEARCE & CANN 1973).

An konvergierenden Plattengrenzen tritt Inselbogenvulkanismus auf. Magmen dieser Herkunft reichen in ihrer Zusammensetzung von Rhyoliten oder Dazititen über Andesite zu Niedrig-K-Tholeiiten oder zu Shoshoniten (JAKES & WHITE, 1972).

D) Within-plate-basalts (WPB, Alkali-Olivin-Basalte, ozeanische Inseln).

Sie kommen vor als isolierte Vulkane oder als Inselketten. Die ersteren produzieren SiO_2 -untersättigte Magmen, während die letzteren hauptsächlich gegen die Plattenbewegung wandern und "quartz normative basalts" erzeugen. Vermutlich wird dieser Vulkanismus von "hot spots" im oberen Mantel versorgt (WEDEPOHL 1975).

Nach PEARCE & CANN (1973) können die Basalte von A und D zu einer WPB-Gruppe zusammengefaßt werden.

	A	B	C	D
SiO ₂	51,16	49,58	59,49	48,39
TiO ₂	1,62	1,43	0,70	2,40
Al ₂ O ₃	15,19	16,02	17,20	15,00
Fe ₂ O ₃	12,23	10,21	6,75	12,98
MnO	0,18	0,17	0,15	0,19
MgO	6,12	7,94	3,42	7,50
CaO	10,11	11,25	7,03	9,10
Na ₂ O	2,37	2,76	3,68	3,10
K ₂ O	0,84	0,21	1,60	1,60
P ₂ O ₅	0,22	0,14	0,11	0,48
V	251	303	148	213
Cr	168	298	68	202
Ni	134	119	20	145
Cu	90	66	55	85
Zn	100	84	72,5	108
Ga	-	-	-	-
Pb	3,7	0,8	5,8	4,3
Rb	22	2	37	32
Sr	328	121	385	702
Y	28	35	21	33
Zr	137	98	106	189

Tab.8: Geochemische Zusammensetzung der verschiedenen Basalttypen nach WEDEPOHL (1975)

- A) Kontinentale, tholeiitische Basalte (WPB)
- B) Ocean-floor-basalts (OFB)
- C) Inselbogenbasalte, Andesite
- D) Alkali-Olivin-Basalte ozeanischer Inseln (WPB)

		A		B
SiO ₂	49,32	(47,54 - 52,37)	48,44	(43,85 - 50,92)
TiO ₂	1,53	(1,24 - 1,75)	1,60	(1,03 - 2,17)
Al ₂ O ₃	15,53	(14,36 - 16,64)	16,37	(13,90 - 20,10)
Fe ₂ O ₃	10,09	(9,20 - 11,55)	11,37	(9,30 - 13,53)
MnO	0,15	(0,13 - 0,20)	0,17	(0,11 - 0,30)
MgO	7,25	(5,08 - 9,08)	6,43	(2,81 - 11,49)
CaO	12,06	(8,59 - 16,90)	11,90	(5,20 - 21,14)
Na ₂ O	2,94	(1,55 - 4,48)	2,67	(1,32 - 3,83)
K ₂ O	0,20	(0,12 - 0,34)	0,61	(0,14 - 1,22)
P ₂ O ₅	0,21	(0,14 - 0,45)	0,22	(0,10 - 0,32)
V	151	(88 - 230)	164	(52 - 250)
Cr	231	(115 - 330)	259	(57 - 535)
Ni	116	(86 - 150)	116	(35 - 180)
Cu	70	(32 - 275)	53	(12 - 135)
Zn	70	(45 - 135)	99	(48 - 280)
Ga	16	(12 - 24)	19	(13 - 25)
Pb	13	(7 - 38)	20	(7 - 73)
Rb	24	(22 - 32)	38	(22 - 78)
Sr	158	(59 - 325)	287	(50 - 890)
Y	25	(22 - 27)	26	(23 - 31)
Zr	74	(52 - 97)	111	(49 - 280)

Tab.9: Durchschnittschemismus und Schwankungsbreite der Prasinite des südwestlichen Tauernfensters,

A) Ozeanbodenbasalte (OFB, n = 21)

B) Within-plate-basalts (WPB, n = 13).

Für die Prasinite des südwestlichen Tauernfensters kommen von diesen Gruppen nur Ozeanbodenbasalte und within-plate-basalts in Betracht, für Inselbogensvulkanismus sind keine Anzeichen vorhanden.

Der unterschiedliche Chemismus dieser vier bzw. drei Basalttypen (Tab.8 und 10) läßt den Versuch zu, die tektonische Position der Basalte zu bestimmen.

Neben Variationsdiagrammen mit Hauptelementen (Abb.8 bis 14), in denen Bereiche verschiedener Basalttypen abgegrenzt sind, verdienen vor allem die Diagramme von PEARCE & CANN (1973) Beachtung (Abb.15 bis 17). Sie benutzten Ti-, Zr-, Y- und Sr-Analysen von über 200 Basalten verschiedener tektonischer Position, um Diagramme zu konstruieren, in denen die tektonische Stellung identifiziert werden kann.

Basalte innerhalb von Platten (ozeanische Inselbasalte und kontinentale Basalte) können im Ti - Zr - Y - Diagramm

	Ti	Zr	Y	Sr	n
Ozeanbodenbasalte	8350	92	30	131	72
Basalte vulkanischer Inselbögen					
Niedrig-K-Tholeiite	5150	52	19	207	46
Kalk-Alkali-Basalte	5400	106	23	375	60
Shoshonite	3700	52	16	1193	9
Within-plate-basalts					
Basalte ozeanischer Inseln	16250	215	29	438	78
Kontinentale Basalte	15150	215	29	460	35

Tab.10: Neben- und Spurenelementgehalte verschiedener Basalte (PEARCE & CANN 1973).

identifiziert werden. Ozeanbodenbasalte, Niedrig-K-Tholeiite und Kalk-Alkali-Basalte von Inselbögen werden im Ti - Zr - Diagramm (veränderte Proben) und im Ti - Zr - Sr - Diagramm (frische Proben) identifiziert.

Die oben genannten Elemente wurden ausgewählt, da sie eine größere Variation der Konzentration zwischen Proben verschiedener Magmatypen zeigen als zwischen Proben desselben Magmatyps (Tab.10), da sie gegenüber Verwitterung und Metamorphose (abgesehen von Sr) stabil sind (vgl. Kap.5.4.) und da sie leicht und reproduzierbar zu messen sind (PEARCE & CANN 1973).

5.4. Elementmobilität während sekundärer Veränderungen von Basalten

Die Elemente Na, K, Rb, Mg, Ca, Sr, und Si verhalten sich während sekundärer Veränderungen von Paläovulkaniten mobil (WOOD et al. 1976, LOESCHKE 1979), während Al, Y, Ti, Zr, P und Nb als relativ immobil gelten können (CANN 1970, FLOYD & WINCHESTER 1975, WINCHESTER & FLOYD 1976, WOOD et al. 1976, FLOYD & WINCHESTER 1978, LOESCHKE 1979).

Für die Prasinite der vorliegenden Arbeit ist dazu festzustellen, daß Diagramme mit den "mobilen" Elementen Na, K, Mg, Sr und Si Ergebnisse liefern, die mit denjenigen der Diagramme der immobilten Elemente Y, Ti, Zr und P übereinstimmen. Eine Elementmobilität, die ins Gewicht fällt, kann daher ausgeschlossen werden. Das zeigt sich auch in einem Diagramm nach MIYASHIRO (1975), in dem unveränderte vulkanische Gesteine unterhalb einer empirisch ermittelten Kurve liegen. Ein Großteil der hier untersuchten Proben fallen in diesem Diagramm in das Feld für abyssische Tholeiite, nur 4 Proben scheinen eine Veränderung ihres Chemismus erlitten zu haben (Abb.7).

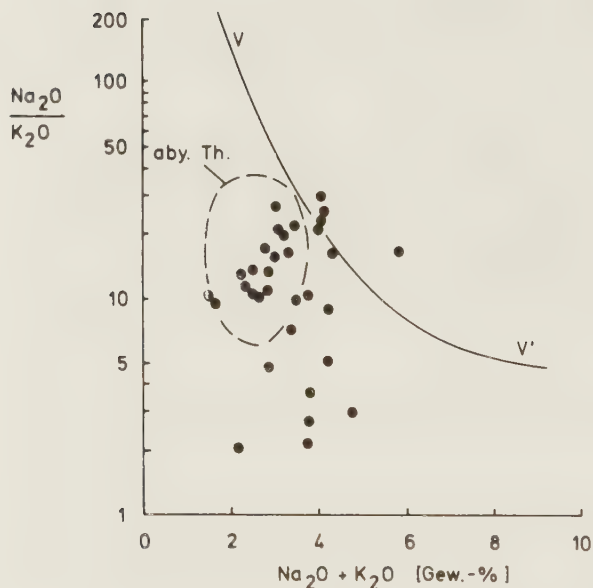


Abb.7: $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - Diagramm nach MIYASHIRO (1975).

Proben, die über der Kurve V - V' liegen, zeigen ein hohes $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ - Verhältnis, das durch Verwitterung und (oder) durch Metamorphose verursacht wird. Die Mehrzahl der Prasinite liegt im Feld für abyssische Tholeiite (aby. Th.).

5.5. Hauptelementverteilung der Prasinite

Mit Hilfe der Hauptelemente wird eine Aufgliederung der Prasinite in verschiedene Basalttypen an Hand der Diagramme $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, K_2O , $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$, $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ und $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Zr}$ durchgeführt (Abb.8 bis 14).

In diesen Abbildungen erscheinen die mächtigen Prasinitserien nördlich der Blickenspitznordseite (Abb.5) im Bereich der Ozeanbodenbasalte (OFB).

Ihre Durchschnittsgehalte für Na_2O und K_2O fallen mit denjenigen von abyssischen, ozeanischen Tholeiiten (OFB) fast zusammen, während der Gehalt an MgO in der Nähe von Alkali-Olivin-Basalten liegt (Tab.11).

	A	B	C	D	D
MgO	6,12	7,94	<u>7,50</u>	7,25	(5,08 - 9,08)
Na_2O	2,37	<u>2,76</u>	3,10	2,94	(1,55 - 4,48)
K_2O	0,84	<u>0,21</u>	1,60	0,20	(0,12 - 0,34)

Tab.11: Vergleich der MgO -, Na_2O - und K_2O -Gehalte der Prasinite nördlich der Blickenspitznordseite mit Analysen von WEDEPOHL (1975)(Tab.8).

- A) Tholeiitische Basalte
- B) Abyssische ozeanische Basalte
- C) Alkali-Olivin-Basalte
- D) Durchschnitt und Schwankungsbreite der OFB der Glocknerdecke, n = 21.

	A	B	C	D
MgO	<u>7,28</u>	8,52	4,87	7,25
Na_2O	<u>2,76</u>	2,15	4,05	2,94
K_2O	<u>0,16</u>	0,38	1,69	0,20

Tab.12: Vergleich der MgO -, Na_2O - und K_2O -Gehalte der Prasinite nördlich der Blickenspitznordseite mit Analysen von ENGEL et al. (1965).

- A) ozeanische tholeiitische Basalte
- B) Hawaii-Basalte
- C) Basalte von submarinen Vulkanen und Inseln
- D) OFB der Glocknerdecke, n = 21..

Mit den Analysedaten von ENGEL et al. (1965) ergibt sich auch für MgO eine Übereinstimmung mit ozeanischen tholeiitischen Basalten (Tab.12).

Die Durchschnittsgehalte von SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 und CaO liegen deutlich in der Nähe von abyssischen ozeanischen Tholeiiten (WEDEPOHL 1975)(Tab.13).

	A	B	C	D	D
SiO_2	51,16	49,58	48,39	49,32	(47,54 - 52,37)
Al_2O_3	15,59	16,02	15,00	15,53	(14,36 - 16,64)
Fe_2O_3	12,23	10,21	12,98	10,09	(9,20 - 11,55)
CaO	10,11	11,25	9,10	12,06	(8,59 - 16,90)

Tab.13: Vergleich der SiO_2 -, Al_2O_3 -, Fe_2O_3 - und CaO-Gehalte der Prasinite nördlich der Blickenspitznordseite mit Werten nach WEDEPOHL (1975).

- A) Tholeiitsche Basalte
- B) Abyssische ozeanische Tholeiitbasalte
- C) Alkali-Olivin-Basalte
- D) Durchschnitt und Schwankungsbreite der OFB der Glocknerdecke, n = 21.

Die übrigen Prasinite südlich der Blickenspitznordseite (Abb.5) entsprechen in ihrem Hauptelement-Chemismus zum größten Teil within-plate-Basalten (WPB).

Proben mit hohen CaO-Werten (CaO = 15,81 - 21,14%) können auf vulkano-sedimentäre Serien als Ausgangsmaterial hinweisen. Diese Gesteine sind nämlich ähnlich zusammengesetzt wie feingebänderte Grünschiefer (DERKMANN 1976), die von vulkano-sedimentären Abfolgen abgeleitet werden. Ähnlichkeiten bestehen auch mit Metatuffiten in SCHMIDT & WEBER-DIEFENBACH (1977)(Tab.14).

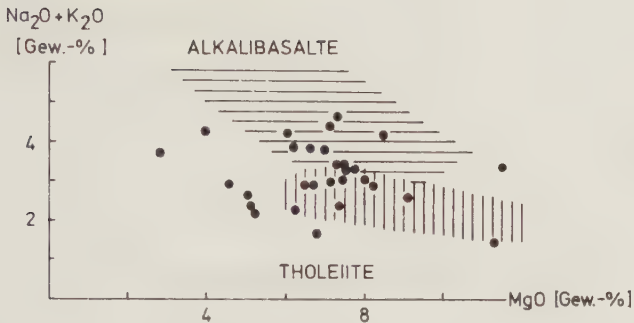


Abb.8: Das ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - MgO - Variationsdiagramm zeigt die unterschiedlichen Alkaligehalte von Tholeiiten und Alkalibasalten (ENGEL et al. 1965, JAKES & WHITE 1972, SØRENSEN 1974, WEDEPOHL 1975). Tholeiitische Basalte (WPB) und abyssische, ozeanische Tholeiitbasalte (OFB) haben Alkaligehalte von 3,21% bzw. 2,97%, bei Alkali-Olivin-Basalten (WPB) erreichen sie 4,70% (WEDEPOHL 1975, Tab.8).

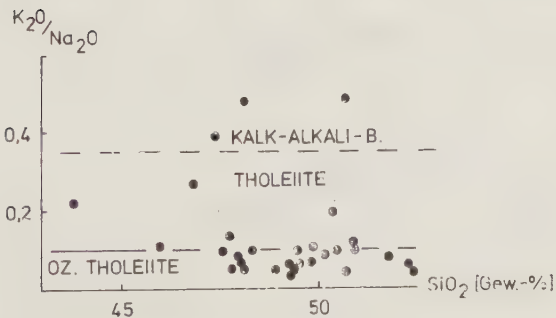


Abb.9: Variationsdiagramm $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ - SiO_2 .
Eingetragen sind die Bereiche verschiedener Inselbogenbasalte und ozeanische Tholeiite (JAKES & WHITE 1972). Die Mehrzahl der Proben liegt im Feld ozeanischer Tholeiite.

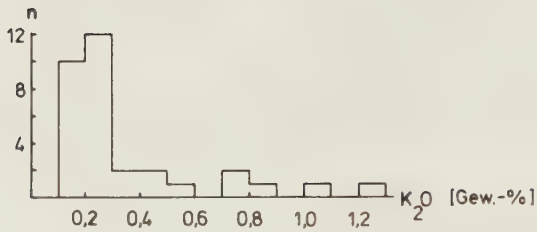


Abb. 10: Die K_2O -Gehalte der Mehrzahl der Grüngesteine liegen zwischen 0,1 und 0,3% K_2O . Nach ENGEL et al. (1965) weist dieses Maximum auf ozeanische Tholeiite hin.

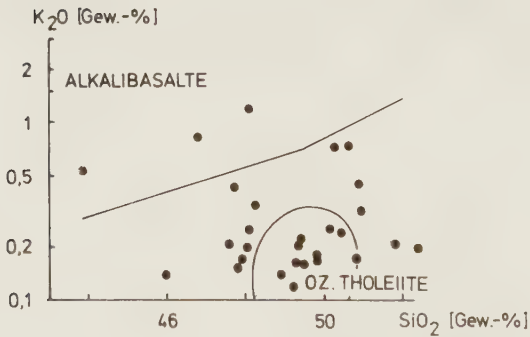


Abb. 11: K_2O - SiO_2 - Variationsdiagramm nach ENGEL et al. (1965).

Ein Großteil der Proben liegt im Feld für Ozeanbodenbasalte.

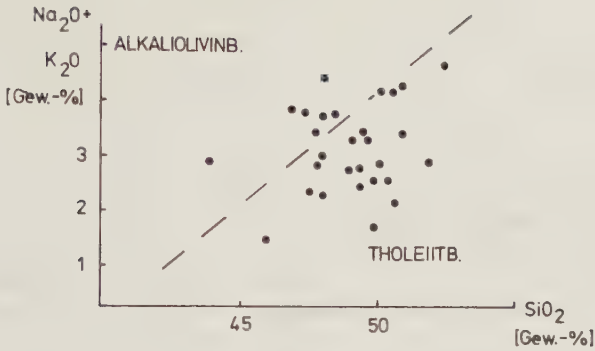


Abb.12: $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ - Variationsdiagramm (McDONALD & KATSURA 1964).

Die Alkali- und SiO_2 -Gehalte weisen auf tholeiitische Basalte als Ausgangsmaterial für die Prasinite hin.

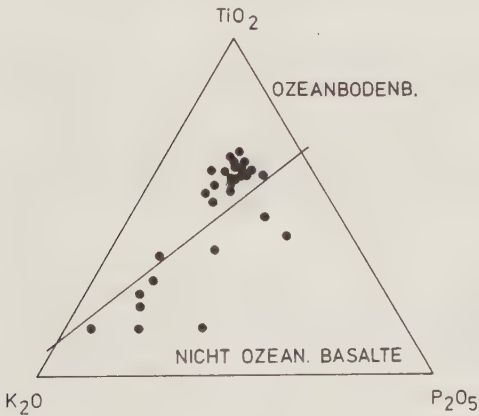


Abb.13: $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ - Diagramm nach PEARCE, GORMANN & BIRKETT (1974).

Etwa zwei Drittel der Prasinite erscheinen im Bereich für Ozeanbodenbasalte.

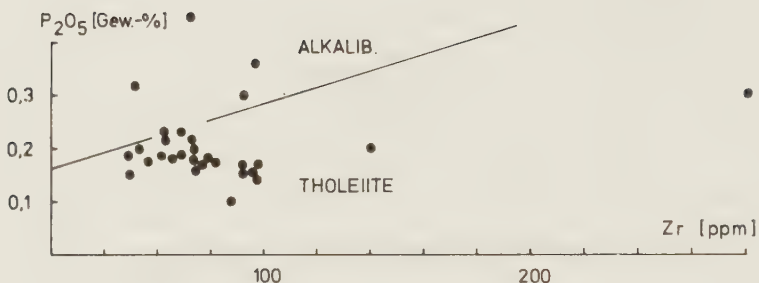


Abb.14: Im P_2O_5 - Zr - Diagramm, das nach WINCHESTER & FLOYD (1976) eine Trennung in Alkali- und Tholeiitbasalte auf Grund von relativ immobilen Elementen auch für metamorph überprägte Basalte erlaubt, fallen die meisten Prasinite in das Tholeiitfeld.

5.6. Neben- und Spurenelementverteilung der Prasinite.

Die Neben- und Spurenelementgehalte werden in den Diagrammen Ti - Zr, Ti - Zr - Sr und Ti - Zr - Y ausgewertet.

In den Abbildungen 15 bis 17 fallen die meisten Proben in das Feld für Ozeanbodenbasalte (OFB), untergeordnet scheinen auch Niedrig-K-Tholeiite (LKT) und Kalk-Alkali-Basalte (CAB) vulkanischer Inselbögen vorhanden zu sein. Vergleicht man aber die Verteilung der Hauptelemente mit Literaturdaten (OVENSHINE et al. 1975, WEDEFOHL 1975, DERKMANN 1976, SCHMIDT & WEBER-DIEFENBACH 1977), so erscheint die Einteilung dieser Proben als tholeiitische Basalte bzw. Alkali-Olivin-Basalte (WPB) oder Produkte vulkano-sedimentärer Serien wahrscheinlicher. Ein statistischer Vergleich ergibt nämlich die in Tab. 14 aufge-

A	B	C	D	E	F	Pr.
<u>0,9238</u>	0,8773	0,9133	-	-	-	88
<u>0,9786</u>	0,9585	0,9214	-	-	-	108
<u>0,8982</u>	0,7922	0,5525	-	-	0,8740	116
0,5183	0,6807	0,4839	-	0,6910	<u>0,9858</u>	120
<u>0,9240</u>	0,9095	0,8005	-	-	-	128
0,6113	0,7279	<u>0,8054</u>	-	-	-	138
-0,1084	0,1352	-0,1288	<u>0,8906</u>	0,8740	0,7342	140
-	-	<u>0,9638</u>	-	-	-	142
<u>0,8179</u>	0,7569	0,7673	-	-	-	144
0,7699	<u>0,8802</u>	0,7144	-	-	-	151
0,9382	<u>0,9955</u>	-	-	-	<u>1</u>	160

Tab.14: Rangkorrelationskoeffizienten der Hauptelemente einiger Prasinite mit Literaturdaten:

- A) tholeiitische Basalte (WEDEPOHL 1975),
- B) abyssische ozeanische Tholeiite (WEDEPOHL 1975),
- C) Alkali-Olivin-Basalte (WEDEPOHL 1975),
- D) Tholeiite und Alkali-Olivin-Basalte (OVENSCHINE et al. 1975),
- E) Metatuffite (SCHMIDT & WEBER-DIEFENBACH, 1977),
- F) feingebänderte Grünschiefer (DERKMANN 1976).

fürten Rangkorrelationskoeffizienten ¹⁾.

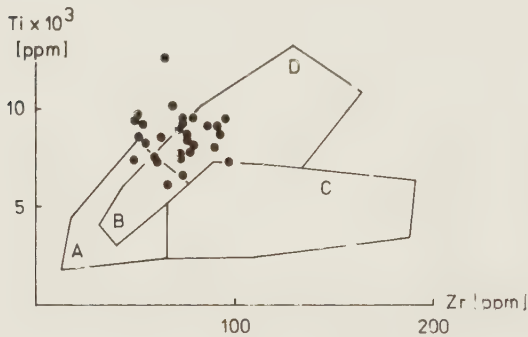


Abb.15: Ti - Zr - Diagramm nach PEARCE & GANN (1973).

Ozeanbodenbasalte fallen in die Felder D und B, Inselbogentholeiite in die Felder A und B und Kalk-Alkali-Basalte in die Felder C und B. Die untersuchten Prasinite liegen hauptsächlich in den Bereichen D und B und entsprechen somit Ozeanbodenbasalten.

1) Dieser Koeffizient kennzeichnet Übereinstimmung bzw. Abweichung unterschiedlicher Analysenreihen. Bei völliger Übereinstimmung nimmt R^+ den Wert 1 an, bei völliger Abweichung den Wert 0 (MARSAL 1967).

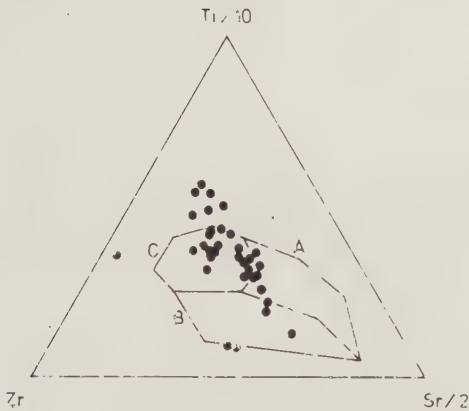


Abb. 16: Ti - Zr - Sr - Diagramm nach PEARCE & CANN (1973).

Ozeanbodenbasalte liegen im Feld C; Inselbogen-tholeiite im Feld A und Kalk-Allkali-Basalte im Feld B. Die Prasinite konzentrieren sich in erster Linie auf das Feld der Ozeanbodenbasalte.

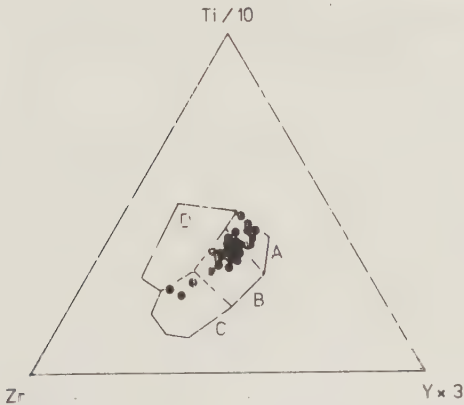


Abb. 17: Ti - Zr - Y - Diagramm nach PEARCE & CANN (1973).

Ozeanbodenbasalte erscheinen im Feld B, Inselbogen-tholeiite in den Feldern A und B und within-plate-Basalte im Feld D. Am dichtesten besetzt ist das Feld der Ozeanbodenbasalte.

5.7. Zusammenfassung

Auf Grund der Vergleiche der Hauptelemente mit Literaturdaten und der angeführten Diagramme erweisen sich die mächtigen Prasinitserien zwischen Felbespitze und Blickenspitznordseite als Ozeanbodenbasalte, die an einem spreading center entstanden sein können.

Die restlichen, geringmächtigen Prasiniteinschaltungen zwischen Blickenspitznordseite und Plattspitze haben zum überwiegenden Teil within-plate-basalt-Chemismus (Tab.9 und Abb.5). Auch können manche dieser letztgenannten Grüngesteine aus einer vulkano-sedimentären Serie entstanden sein, wie hohe CaO-Gehalte und Rangkorrelationskoeffizienten mit Metatuffiten und feingebänderten Grünschiefern vermuten lassen.

Dieses Ergebnis fügt sich ein in die früherer Bearbeiter. So beziehen auch BICKLE & PEARCE (1974), DERKMANN (1976) und WAGNER (1976) den größten Teil der untersuchten Grüngesteine auf Ozeanbodenbasalte als Ausgangsgestein.

Überträgt man Analysedaten der Grüngesteine der Kieslagerstätte Prettau, Ahrntal (SCHMID 1973) in das Diagramm $K_2O/Na_2O - SiO_2$, so liegen auch sie zum größten Teil im Bereich ozeanischer Tholeiite (Abb.18).

Auch CH. MILLER (1977) hält eine Herkunft der Tauern-Eklogite von tholeiitischen Basalten (ozeanische Tholeiitbasalte und tholeiitische Gabbros) für möglich, wenngleich sie die Frage nach dem Ausgangsmaterial für problematisch hält. Dies betrifft vor allem Diagramme mit den Elementen Si und Ti, die bei der Metamorphose mobil sein sollen. Dabei ist aber zu beachten, daß der Metamorphosegrad der Eklogite wesentlich von der Grünschieferfazies der hier bearbeiteten Prasinite abweicht.

SiO_2 soll bei der Metamorphose abnehmen (COLEMAN et al.1965).

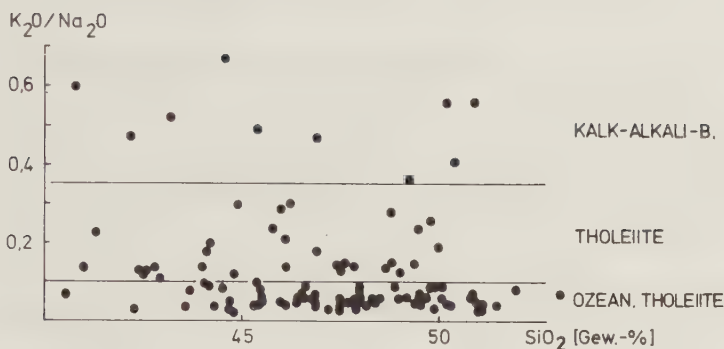


Abb.18: Variationsdiagramm K_2O/Na_2O - SiO_2 .

Die Gr $\ddot{u}$ ngesteinsproben der Kieslagerst $\ddot{a}$ tte Prettau, Ahrntal, nach SCHMID (1973) liegen zum $\ddot{u}$ berwiegenden Teil im Feld der ozeanischen Tholeiite.

Das w $\ddot{u}$ rde bedeuten, da $\ddot{z}$ die in dieser Arbeit als Ozeanbodenbasalte eingestuft $\ddot{u}$ n Prasinite mit einem durchschnittlichen SiO_2 -Gehalt von 49,32 Gew.% (Tab.9) ein Ausgangsgestein mit einem SiO_2 -Gehalt $\ddot{u}$ ber dieser Marke haben m $\ddot{u}$ $\ddot{u}$ sten. Deshalb kommen als Edukte nur tholeiitische Basalte in Frage, Alkali-Olivin-Basalte liegen mit 48,39 Gew.% SiO_2 (Tab.13) zu tief. Insofern wird die vorgenommene Einstufung nicht ber $\ddot{u}$ hrt.

Zur Frage der Mobilit $\ddot{a}$ t von Ti kann festgestellt werden, da $\ddot{z}$ die Klassifizierung zahlreicher Gr $\ddot{u}$ ngesteinsproben des Tauernfensters als Ozeanbodenbasalte in mehreren Arbeiten (BICKLE & PEARCE 1974, DERKMANN 1976, WAGNER 1976) eine Mobilit $\ddot{a}$ t dieses Elements erfordern w $\ddot{u}$ rde, die immer in gleicher Richtung erfolgte. Das erscheint aber als unwahrscheinlich.

Zudem kann auf Kap.5.4. verwiesen werden, wo TiO_2 als stabil gegenüber einer metamorphen Überprägung eingestuft wurde.

Die Identifizierung von Ozeanbodenbasalten wird also durch diese vermuteten Stoffverschiebungen nicht in Frage gestellt.

Darüber hinaus sind die auftretenden Serpentinite (LINDENTHAL in Vorbereitung; LOTNER 1979) ein deutlicher Hinweis auf eine ehemals vorhandene, ozeanische Kruste.

Dieser Einstufung der Prasinite des südlichen Tauernfensters als Ozeanbodenbasalte stehen die "meist geringmächtigen Einschaltungen von Grünschiefern" vom Nordwestrand des Tauernfensters gegenüber (KOHNE 1978). Für sie wird auf Grund des Chemismus der Hauptelemente eine Abstammung von Magmen kontinentaler, tholeiitischer Zusammensetzung gefordert. Damit dürften sie vermutlich den within-plate-Basalten südlich der Blickenspitznordseite vergleichbar sein.

Zur Frage von Vererzungen in den Prasiniten kann festgestellt werden, daß die chemischen Analysen darauf keine Hinweise liefern.

6. Paragesteine des südwestlichen Tauernfensters

6.1. Faziesentwicklung der Glocknerdecke

Die Bündner-Schiefer-Entwicklung der Oberen Schieferhülle bzw. Glocknerdecke umfaßt dem Schichtfolgenschema von FRASL (1958) vom Liegenden zum Hangenden folgende Gesteine:

Schwarzphyllite, mit eingestreuten Rauhwacken, Quarzite und Dolomitbrekzien (obere Trias/Jura), Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und Kalkmarmore, Prasinite bzw. Grünschiefer und Serpentine. Späne von Triasdolomit und -quarzit markieren die tektonische Untergrenze dieser Decke. Zwischen Schwarzphyllit- und Kalkglimmerschieferabfolge sind Serpentinittkörper eingeschaltet.

FRISCH (1976) hat den verschiedenen Faziesentwicklungen der Glocknerdecke "stratigraphische Wenden" in den Nördlichen Kalkalpen (nach SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974) gegenübergestellt:

Reichenhaller Wende (Skyth/Anis): Übergang von terrigener zu karbonatischer Sedimentation,

Adneter Wende (Beginn Jura): Öffnung des penninischen Troges, Ablagerung von Quarziten und Schwarzphylliten, kalkreiche Entwicklung setzt im Verlauf des Jura ein, Kennzeichen dieses Stadiums sind der starke klastische Anteil und das Fehlen reiner Kalke,

Ruhpoldinger Wende (Oxford): nahe der Basis der kalkreichen Bündner-Schiefer-Entwicklung treten Gesteine auf, die als metamorphe Radiolarite gedeutet werden,

Roßfeld-Tannheimer Wende (Tiefere Kreide): kalkarme bis kalkfreie Sedimentation setzt ein.

6.2. Wichtige Paragesteinstypen

Verschiedene Faziesentwicklungen spiegeln sich auch im Paragesteinsinhalt im Bereich des Profils Felbespitze - Plattspitze wider. Die häufigsten Paragesteine sind dabei Quarzmarmore, Kalkglimmerschiefer und Glimmerschiefer. Eine untergeordnete Rolle spielen Quarzite, Dolomite und Rauhvaccken.

Nach einer Einteilung von EMEL'YANOV & SHIRSHOV (1977) können auf Grund des CaCO_3 -Gehaltes verschiedene Sedimenttypen getrennt werden. Demzufolge entsprechen die Quarzmarmore kalkreichen Sedimenten ($\text{CaCO}_3 > 60\%$), die Kalkglimmerschiefer mergelig-kalkigen Sedimenten ($30\% < \text{CaCO}_3 < 60\%$) und die Glimmerschiefer terrigenen Sedimenten ($\text{CaCO}_3 < 30\%$).

Im einzelnen zeigen die oben genannten Gesteinsgruppen folgende Modalbestände:

Quarzmarmore

Akz.:	Titanit, Klinozoisit, Zirkon, Turmalin, Granat, Apatit, Rutil, Biotit, Erz, Graphit.	
Karbonat:	73,0	(61,3 - 90,5)
Quarz:	18,3	(6,4 - 30,0)
Muskovit:	6,9	(0,0 - 11,3)
Plagioklas:	0,8	(0,0 - 2,9)
Chlorit:	0,4	(0,0 - 4,2)
Zoisit:	0,5	(0,0 - 3,7)

Kalkglimmerschiefer

Akz.:	Titanit, Apatit, Turmalin, Rutil, Erz, Zoisit, Graphit.	
Karbonat:	52,0	(41,6 - 58,7)
Quarz:	33,5	(18,5 - 51,0)
Muskovit:	9,5	(3,3 - 16,3)
Plagioklas:	2,1	(0,0 - 4,1)

Chlorit:	2,1	(0,0 - 8,9)
Epidot:	0,3	(0,0 - 2,8)
Klinozoisit:	0,3	(0,0 - 1,7)
Biotit:	0,1	(0,0 - 1,0)

Glimmerschiefer

Akz.: Apatit, Zoisit, Rutil, Zirkon, Klinozoisit, Turmalin, Erz, Chlorit, Epidot.

Karbonat:	11,5	(0,0 - 28,7)
Quarz:	36,4	(1,0 - 71,2)
Muskovit:	33,0	(9,5 - 69,0)
Plagioklas:	8,9	(2,0 - 25,0)
Biotit:	3,4	(0,0 - 17,0)

Quarzite

Akz.: Epidot, Turmalin, Apatit, Zirkon, Rutil, Klinozoisit, Titanit, Erz, Graphit.

Karbonat:	17,4	(0,0 - 36,9)
Quarz:	70,7	(60,0 - 86,7)
Muskovit:	4,2	(0,0 - 13,2)
Chlorit:	6,4	(0,0 - 13,6)
Biotit:	0,2	(0,0 - 1,1)

Dolomite

Akz.: Turmalin, Biotit, Albit, Epidot, Titanit, Zoisit.

Dolomit:	65,8	(48,4 - 83,2)
Karbonat:	2,2	(0,0 - 4,3)
Quarz:	22,3	(5,7 - 38,8)
Muskovit:	9,7	(6,7 - 12,7)

Der Fossilinhalt dieser Gesteine (abgesehen von eventuellen biogenen Komponenten wie CaO , SiO_2 und P_2O_5) beschränkt sich auf unterschiedliche Beimengungen von Graphit und eine mesozoische Koniferenspore (mündliche Mitteilung Prof. JUNG 1977).

6.3. Ausgangsgesteine

Eine erste Zuordnung der Paragesteine zu bestimmten Ausgangssedimenten wurde bereits durch die Aufgliederung an Hand des CaCO_3 -Gehaltes (nach EMEL'YANOV & SHIRSHOV 1977) im obigen Abschnitt angedeutet. Eine genauere Einteilung soll nun durch die Darstellung der geochemischen Daten in verschiedenen Diagrammen und durch Vergleiche mit Literaturangaben erfolgen. Außerdem wird bei Sedimenten, die einen besonderen Bezug zu plattentektonischen Modellen haben, diese Bedeutung erläutert.

6.3.1. Fe-Mn-Sedimente aktiver mittelozeanischer Rücken und sea-floor spreading

Aus dem Auftreten von Ozeanbodenbasalten im südlichen Tauernfenster (SCHMID 1973, BICKLE & PEARCE 1974, DERKMANN 1976, WAGNER 1976) ergibt sich die Frage nach dem Bildungs-ort dieser Basalte, nach aktiven spreading centern. Sind in den jetzt vorliegenden Gesteinen - abgesehen von Prasiniten, die ja durch ihre Anwesenheit und ihren Chemismus das Vorhandensein eines spreading center's nahelegen - Hinweise auf ein Bildungszentrum für Ozeanbodenbasalte enthalten ?

BOSTRÖM & PETERSON (1966) wurden als erste auf metallreiche Sedimente vom Kamm des East Pacific Rise aufmerksam, die sich in der Folge als typisch für aktive mittelozeanische Rücken erwiesen.

6.3.1.1. Chemismus der Fe-Mn-Sedimente mittelozeanischer Rücken

Diese kalkreichen Sedimente ($\text{CaCO}_3 = 81\%$ (59 - 91) bzw. $\text{CaO} = 46\%$ (33 - 52), nach BOSTRÖM et al. (1969), zeichnen sich aus durch sehr niedrige Al- und Ti-Gehalte und hohe Fe- und Mn-Konzentrationen. Außerdem sind P, V, Zn, Ni, Co, Cu, Pb, Hg, U, As und B angereichert (BOSTRÖM & PETERSON 1966, BOSTRÖM et al. 1969, BOSTRÖM et al. 1973, CRONAN 1973, PIPER 1973, SAYLES & BISCHOFF 1973, BOSTRÖM et al. 1974, MARCHIG & VALLIER 1974, PIMM 1974, WARNER & GIESKES 1974, BOGDANOV et al. 1976, BOSTRÖM et al. 1976, DREVER 1976, DYMOND et al. 1976, EMELJANOV & SHIRSHOV 1977).

Der Si-Gehalt schwankt in Abhängigkeit von der biogenen Opalkomponente der Sedimente. Ist wenig biogenes Si vorhanden, verhält sich Si wie Al. (BOSTRÖM et al. 1969).

Extreme Typen dieser Fe-Mn-Sedimente (auf karbonatfreier Basis) nähern sich der Zusammensetzung von Manganknollen. Jedoch bilden die metallführenden Ablagerungen mehrere Meter dicke Lagen und unterscheiden sich so von konkretionären Manganknollen (BOSTRÖM & PETERSON 1969).

Aus dieser speziellen Zusammensetzung ergeben sich charakteristische Elementverhältnisse (Tab.15).

Die Wichtigkeit dieser Elementverhältnisse kommt in Diagrammen zum Ausdruck, in denen das Verhältnis Metall : Al_2O_3 (bzw. Al) gegen die Entfernung vom Kamm eines mittelozeanischen Rückens aufgetragen wird. So zeigt z. B. die Verteilungskurve der Absolutgehalte von Cu über das East Pacific Rise ein beziehungsloses Bild, während die $\text{Cu}/\text{Al}_2\text{O}_3$ - Verhältnisse ein deutliches Maximum am Kamm des Rückens setzen (PIPER. 1973, Abb.19).

	A		B	
	min.	max.	min.	max.
100 Ti/Al	5	13,5	4	9
100 Fe/Al	98	2873	45	64
100 Mn/Al	15	1100	1	6
100 K/Al	23	43	15	29
100 (Fe+Mn)/Al	113	3973	50	70
Fe/Ti	17	213	6	16
Fe/Mn	3	7	9	39
(Fe+Mn)/Ti	22	295	6	16
100 Al/(Al+Fe+Mn)	2	47	59	67
100 Fe/(Al+Fe+Mn)	46	71	30	38
100 Mn/(Al+Fe+Mn)	7	27	1	3,5

Tab.15: Charakteristische Elementverhältnisse von Fe-Mn-Sedimenten von mittelozeanischen Rücken und von pelagischen Kalken.

- A) Fe-Mn-Sedimente, zusammengestellt nach EL WAKEEL & RILEY (1961), LISITZIN et al. (1971), SAYLES & BISCHOFF (1973), WARNER & GIESKES (1974) und BOSTRÖM et al. (1976).
- B) Kalke, zusammengestellt nach EL WAKEEL & RILEY (1961), TUREKIAN & WEDEPOHL (1961), LISITZIN et al. (1971), COOK (1974), MANHEIM (1974) und EMELYANOV & SHIRSHOV (1977).

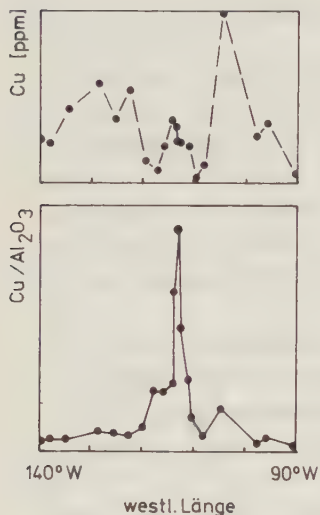


Abb.19: Die Verteilung von Cu in Sedimenten des East Pacific Rise (14° S, BOSTRÖM & PETERSON 1969). Die obere Kurve zeigt die Konzentration von Cu, die untere Kurve die Verteilung der Cu/Al₂O₃ - Verhältnisse, die ein deutliches Maximum am Kamm des Rückens bewirken (PIPER 1973).

Gleiches gilt für ein Profil quer zum mittellatlantischen Rücken (Abb.20), indem erst durch die 100 Fe/Al- und 100 Mn/Al-Verhältnisse die unterschiedliche Beeinflussung der Sedimente des Kamms und der Flanke des Rückens kenntlich wird (Daten aus BOSTRÖM et al. 1969).

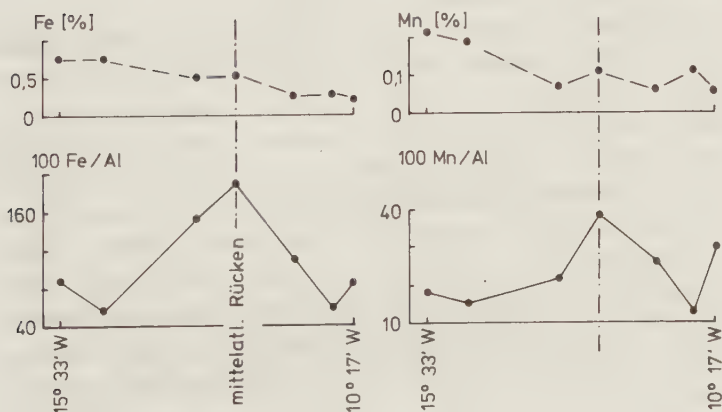


Abb.20: Gegenüberstellung absoluter Elementkonzentrationen und der Element/Al - Verhältnisse des mittellatlantischen Rückens (BOSTRÖM et al. 1969).

6.3.1.2. Entstehung der Fe-Mn-Sedimente

Zur Entstehung dieser Fe-Mn-reichen Sedimente wurden verschiedene Hypothesen diskutiert:

- A) Mn, Fe, Co und Seltene Erden werden durch das Meerwasser aus Basalten herausgelöst (CORLISS 1970).
- B) Spurenelemente in Fe-Mn-Sedimenten werden durch anaerobe Bedingungen angereichert (TUREKIAN & BERTINE 1970).
- C) U, Sr und Seltene Erden fallen aus dem Meerwasser aus (BENDER et al. 1971).
- D) Fe und andere Elemente werden durch Mikroorganismen (Bakterien) ausgefällt (VON DER BORCH et al. 1971).
- E) Fe-Mn-Sedimente entstehen im Zusammenhang mit der Ablagerung vulkanischer Asche und Glas (WARNER & GIESKES 1974).
- F) Die Mehrzahl der Autoren aber (BOSTRÖM & PETERSON 1966, BOSTRÖM et al. 1969, BENDER et al. 1971, CRONAN 1973, PIPER 1973, BOSTRÖM et al. 1976, DREVER 1976, DYMOND et al. 1976) geht von einer Bildung der Fe-Mn-Sedimente im Zusammenhang mit vulkanischen Aktivitäten an mittelozeanischen Rücken aus.

Stellvertretend seien hier BOSTRÖM et al. (1976) genannt, denen zu Folge sich die Fe-Mn-Sedimente aus drei Komponenten bilden:

In erster Linie aus der vulkanischen Phase, dazu kommen terrigenes und biogenes Material.

Der vulkanische Bestandteil stammt aus karbonatreichen (CO_2 -reichen) Emanationen aus dem Mantel (GREEN 1972), die viel Fe, Mn, P, Ba und U und wenig Al, Ti, Si und Th mit sich führen. An der Oberfläche des mittelozeanischen Rückens hydrolisieren diese vulkanischen Emanationen und vermischen sich mit terrigenem und biogenem Material.

6.3.1.3. Verteilungsmuster der Fe-Mn-Sedimente

An der Sedimentoberfläche mittelozeanischer Rücken und deren Flanken sowie in Bohrkernen zeigen diese metallführenden Ablagerungen charakteristische Verteilungsmuster.

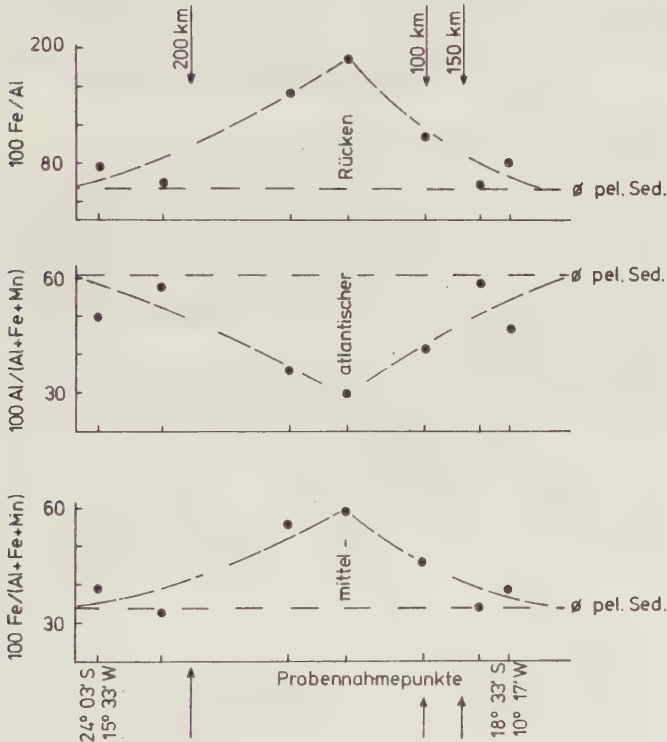


Abb.21: Abnahme der vulkanischen Beeinflussung der Oberflächensedimente mit zunehmender Entfernung vom mittelatlantischen Rücken, dargestellt an kritischen Elementverhältnissen. Nach ca. 200 bis 250 km gehen die Fe-Mn-Sedimente in normale pelagische Sedimente über (nach BOSTRÖM et al. 1969).

Die höchsten Fe- und Mn-Werte in Oberflächensedimenten (d.h. in gleichalten Sedimenten) finden sich auf dem Kamm mittelozeanischer Rücken. In einer Entfernung von 200 km (BENDER et al. 1971) bzw. 250 km (PIPER 1973) vom Entstehungsort werden wieder die Gehalte durchschnittlicher pelagischer Sedimente (Abb.21 und Abb.28) erreicht. Demzufolge treten auf dem Weg vom mittelozeanischen Rücken zum Kontinent zuerst Fe-Mn-reiche Sedimente auf, die nach ca. 200 km in normale pelagische Sedimente überleiten (BOSTRÖM et al. 1969).

Auch in Bohrkernen in großer Entfernung von mittelozeanischen Rücken sind die unteren, älteren Sedimente über der basaltischen Basis oft Fe-Mn-Sedimente, die nach oben in normale pelagische Sedimente jüngeren Alters übergehen (BOSTRÖM 1970, VON DER BORCH & REX 1970, VON DER BORCH et al. 1971, CRONAN et al. 1972, BOSTRÖM et al. 1972a in WARNER & GIESKES 1974).

Da sich diese metallführenden Ablagerungen nur an mittelozeanischen Rücken bilden, müssen sie zusammen mit

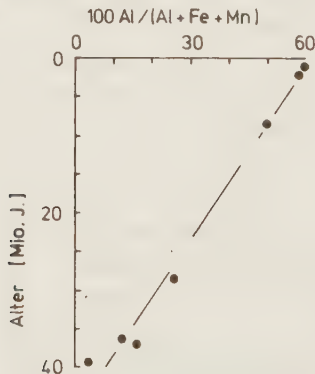


Abb.22: Übergang von Fe-Mn-Sedimenten in normale pelagische Sedimente in einem Bohrkern (Pazifik) (BOSTRÖM et al. 1976).

ihrer basaltischen Basis durch sea-floor spreading in die gegenwärtige Position gewandert sein. Dabei nahm der vulkanische Einfluß kontinuierlich ab und normale pelagische Sedimente gewannen die Überhand (BOSTRÖM & PETERSON 1969, CRONAN 1973, WARNER & GIESKES 1974) (Abb.22).

6.3.1.4. Bedeutung der Fe-Mn-Sedimente für räumliche und zeitliche Rekonstruktionen

Aus dieser räumlichen und zeitlichen Variation der Fe-Mn-Sedimente kann auf die Entfernung des Bildungsortes der Sedimente vom mittelozeanischen Rücken und auf Alterszusammenhänge geschlossen werden.

Folgende Angaben können dazu herangezogen werden:

- A) Oberflächensedimente sind bis zu einer Entfernung von 200 km (BENDER et al. 1971) bis 250 km (PIPER 1973) vom mittelozeanischen Rücken beeinflusst.
- B) Nach BOSTRÖM et al. (1976) besteht eine direkte Beziehung zwischen der Zusammensetzung der Fe-Mn-Sedimente und den spreading rates an Ozeanboden erzeugenden Zonen. Der Quotient $(Fe+Mn)/Al$ kann als Exponentialfunktion der spreading rate dargestellt werden.

$$(Fe + Mn)/Al = 0,59 \times e^{0,53 \times SR}$$

SR = spreading rate in (cm/J.)

- C) Der Zeitraum für die Bildung der Fe-Mn-Sedimente (gerechnet ab der Entstehung der basaltischen Basis bis zum Übergang in normale pelagische Sedimente) beträgt:
maximal 15 Mio. J. (East Pacific Rise und Südatlantischer Rücken, BOSTRÖM et al. 1976),
ca. 10 Mio. J. (East Pacific Rise, DYMOND et al. 1976).

Schwer abzuschätzende Parameter bei räumlichen und zeitlichen Rekonstruktionen mit Hilfe der Fe-Mn-Sedimente sind dabei:

- A) Die Konstanz der spreading rate.

Die SR ist nicht nur in den verschiedenen Ozeanen unterschiedlich groß, sondern sie wird auch mit zunehmendem Alter eines Meeresbeckens kleiner (VAN ANDEL et al. 1977).

SR Nordatlantik = 1 - 1,4 cm/J.

SR Südatlantik und Indik = 1,5 - 3 cm/J.

SR Pazifik = 2 - 6 cm/J.

(HEIRTZLER et al. 1968).

- B) Die Sedimentationsrate von Al_2O_3 , d.h. der Grad der Verdünnung der Fe-Mn-Sedimente durch terrigenes Material, (so vermindern z. B. terrigene Sedimente des Amazonas den Kalkgehalt der Ablagerungen der Vema Bruchzone am mittelatlantischen Rücken, BADER et al. 1970).

- C) Die Intensität der vulkanischen Aktivität am mittelozeanischen Rücken (PIPER 1973).

6.3.2. Fe-Mn-Sedimente der Glocknerdecke ¹⁾

6.3.2.1. Chemismus und Verbreitung

20 Proben des Profils Felbespitze - Plattspitze (Beilage 1) zeigen Elementverhältnisse, die auf Ähnlichkeiten mit Fe-Mn-Sedimenten aktiver mittelozeanischer Rücken hinweisen. Die Mehrzahl dieser Gesteine liegt im Chemismus zwischen Kalken und metallführenden Sedimenten mit unterschiedlichen Trends in Richtung auf die Fe-Mn-Sedimente (Abb.23 und Tab.16, 17, 18 und 19).

1) Fußnote auf S.57

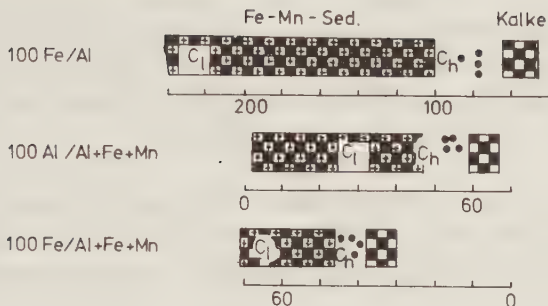


Abb.23: Vergleich der Fe-Mn-Sedimente der Glocknerdecke mit Fe-Mn-Sedimenten und pelagischen Kalken nach Literaturdaten an Hand kritischer Elementverhältnisse.

C_1 , C_n und schwarze Punkte repräsentieren Durchschnittswerte der Fe-Mn-Sedimente der Glocknerdecke.

C_1 ($n = 3$): Liegendes der Fe-Mn-Sedimente des Bereiches C

C_n ($n = 3$): Hangendes der Fe-Mn-Sedimente des Bereiches C (s. Beilage und Kap.7)

schwarze Punkte ($n = 14$): Fe-Mn-Sedimente aus dem Liegenden von A und aus den Bereichen B und D (s. Beilage).

Fußnote 1) von S.56:

Die Bezeichnung Fe-Mn-Sedimente für bestimmte Gesteine der Glocknerdecke wurde in Anlehnung an die einschlägige Literatur übernommen, obwohl die Absolutgehalte an Fe und Mn diese Nomenklatur nicht rechtfertigen. Vielmehr wird die Einstufung als Fe-Mn-Sedimente erst durch die verschiedenen Element/Al-Verhältnisse deutlich (vgl. Kap.6.3.1.1.).

Proben aus dem Liegendteil des C-Bereiches (C_{Liegend}) sind eindeutig mittelozeanischen Rücken zuzuordnen, während die darüber folgenden Gesteine (C_{Hangend} , s. Beilage) den Übergang der Fe-Mn-Sedimente in normale pelagische Sedimente repräsentieren (Abb.24).

Die restlichen Fe-Mn-Sedimente aus dem Liegenden des Bereiches A und aus den Bereichen B und D (s. Beilage) stellen ebenfalls Übergangsglieder in normale pelagische Sedimente dar.

Das Fehlen typischer Fe-Mn-Sedimente aus der unmittelbaren Umgebung eines spreading center's (wie sie in den C_L -Proben vorliegen) im Liegenden des Bereiches A und in den Bereichen B und D wird folgendermaßen erklärt:

- A) Es wurden keine Sedimente mit hohen Fe- und Mn-Gehalten abgelagert, da die Zufuhr karbonatreicher Emanationen aus dem Mantel gering war und die Metallgehalte gleichzeitig durch terrigenes und biogenes Material verdünnt wurden.

Im Liegenden des Bereiches A mag die geringe Fe-Mn-Zufuhr auch daran liegen, daß die Kalke relativ rasch von neuen Basaltlagen zugedeckt wurden und so dem Fe- und Mn-führenden Meerwasser nur kurze Zeit direkt ausgesetzt waren.

- B) Ursprünglich vorhandene Sedimente mit hohen Fe-Mn-Gehalten können durch tektonische Abschürfungen entfernt worden sein.

Die Verdünnung durch biogenes und terrigenes Material der Fe-Mn-Sedimente aus dem Liegenden des Bereiches A dokumentiert sich in den Quotienten $Si/Al = 7,49$ und $100 Ti/Al = 7,07$ (s. Kap.6.3.3.), während im Bereich B tektonische Vorgänge - wie z. B. für B4 (s. Kap.7) gefordert - mehr in den Vordergrund treten.

A (n = 20)			B (n = 25)		
SiO ₂	33,47	(17,78 - 55,27)	34,63	(4,46 - 51,06)	
TiO ₂	0,17	(0,04 - 0,27)	0,26	(0,12 - 0,43)	
Al ₂ O ₃	2,87	(1,15 - 4,95)	5,59	(1,51 - 9,65)	
Fe ₂ O ₃	1,96	(1,32 - 2,87)	2,11	(0,61 - 3,94)	
MnO	0,19	(0,06 - 0,52)	0,08	(0,01 - 0,31)	
MgO	1,22	(0,01 - 6,49)	1,38	(0,01 - 5,87)	
CaO	58,85	(35,81 - 77,44)	54,20	(35,78 - 91,75)	
Na ₂ O	0,45	(0,01 - 1,39)	0,51	(0,01 - 1,94)	
K ₂ O	0,81	(0,33 - 1,53)	1,28	(0,57 - 2,00)	
P ₂ O ₅	0,18	(0,03 - 0,33)	0,22	(0,03 - 0,33)	

n = 4			n = 17		
Ni	20	(14 - 29)	33	(20 - 75)	
Cu	31	(11 - 48)	58	(12 - 191)	
Zn	40	(32 - 51)	60	(35 - 97)	
Pb	3	(0 - 13)	2	(0 - 15)	
Co	16	(12 - 22)	19	(11 - 29)	

	A	B		A	B
100 Fe/Al	90	50	Ni/Al	16	11
100 Mn/Al	9	2	Cu/Al	25	20
Fe/Ti	14	9	Zn/Al	32	21
Fe/Mn	10	25	Pb/Al	2	1
100 Al/(Al+Fe+Mn)	50	66	Co/Al	13	7
100 Fe/(Al+Fe+Mn)	45	33			
100 Mn/(Al+Fe+Mn)	5	1			
100 P/Al	5	3			

Tab.16: Durchschnittsschemismus und kritische Elementverhältnisse der Fe-Mn-Sedimente (A) im Vergleich zu Quarzmarmoren (B).

Ti und Al sind in den Fe-Mn-Sedimenten erniedrigt, die Mn-Gehalte liegen höher, während die Fe-Konzentration etwa gleichbleibt.

Spurenelementmessungen nach LINDENTHAL (in Vorbereitung).

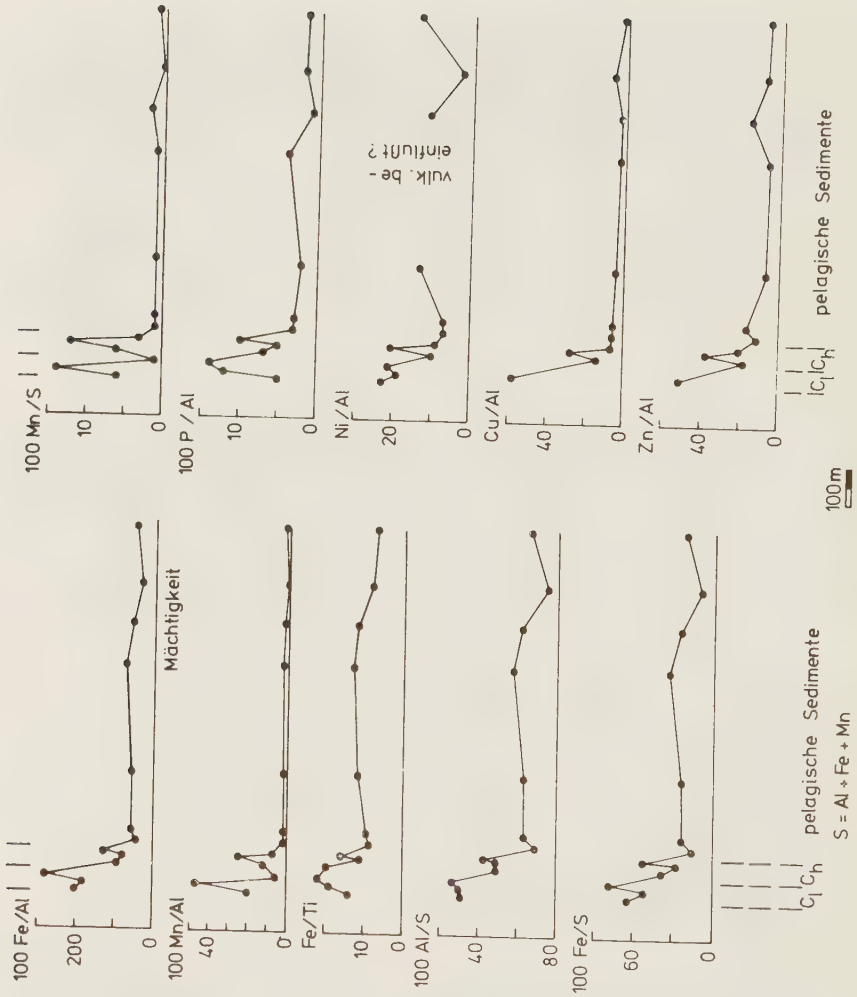


Abb.24: Die Element/Al - Verhältnisse des Bereiches C zeigen den Übergang der Fe-Mn-Sedimente (C_L und C_H) in normale pelagische Sedimente (vergleiche Abb.19 und Abb.20). Die basaltische Basis müßte jeweils links (d.h. im Liegenden) der Diagramme liegen.

Die basaltische Basis der Fe-Mn-Sedimente im Liegenden von A bilden die mächtigen Prasinite der Grabspitze, während in den südlichen Bereichen offensichtlich nur mehr Relikte derselben (z.B. der Serpentinittkörper nördlich der Domenarspitze) vorhanden sind (s. Beilage). Dies kann durch tektonische Abschürfungen oder durch Verschluckung bei der Subduktion erklärt werden.

Auch in Vergleichsprofilen konnten Fe-Mn-Sedimente aktiver spreading center identifiziert werden ¹⁾:

KASERER WINKEL (ÖSTERREICH)

	100 Al/S	100 Fe/S	100 Mn/S	CaO (Gew.-%)
Pr. 165	35	61	4,6	85,2
Pr. 171	46	50	3,5	48,3

$$S = Al + Fe + Mn$$

ENGADINER FENSTER (SCHWEIZ)

	100 Al/S	100 Fe/S	100 Mn/S	CaO (Gew.-%)
Pr. VM2	42	50	7,7	49,2
Pr. VM13	44	51	5,5	65,1
Pr. 77E2	34	60	6,8	55,8

$$S = Al + Fe + Mn$$

-
- 1) Ähnliche Gesteine scheinen auch im östlichen Tauernfenster vorzukommen. So beschreibt HORNINGER (1954) vom Mooserboden, Kaprun, zwei Mn-reiche Gesteinsbänder (mit Spessartin, Tephroit, Rhodonit und Rhodochrosit) der Oberen Schieferhülle, die in engster Nachbarschaft zu

Fortsetzung S.62

Fortsetzung der Fußnote 1) von S.61

Prasinitten liegen. Zum einen handelt es sich um ein schichtparalleles rotes Gesteinsband, zum anderen um einen Mn-reichen Quarzit, den HORNINGER (1954) als Radiolarit des mittleren bzw. oberen Jura deutet. Dabei weist es darauf hin, daß es "verlockend" wäre, "die Mn-Zufuhr mit dem Vulkanismus in Zusammenhang zu bringen, der das Ausgangsgestein der Prasinite förderte".

Fe-Mn-Sedimente werden auch aus den Nördlichen Kalkalpen (südliches Karwendel und Berchtesgadener Berge) berichtet.

Diese vulkanogen-sedimentären Mn-Ablagerungen mit anormal hohen Metallkonzentrationen innerhalb des Austroalpinen Deckenkomplexes werden als Hinweise auf einen explosiven, basaltischen Vulkanismus an einem mittelozeanischen Rücken im frühen bis mittleren Jura verstanden (GERMANN 1978).

6.3.2.2. Räumliche und zeitliche Zusammenhänge

6.3.2.2.1. Polarität der Fe-Mn-Sedimente des Bereiches C

Während die Proben im Liegenden der Gruppe A und die der Gruppe B keine Polarität der Metallkonzentrationen erkennen lassen, zeigen die Gruppe-C-Gesteine von Norden nach Süden (bzw. vom Liegenden zum Hangenden) eine charakteristische Abnahme der Verhältnisse 100 Fe/Al und 100 Fe/(Al+Fe+Mn) und eine Zunahme von 100 Al/(Al+Fe+Mn) (Tab.17). Damit entsprechen die nördlichen Gesteine (C_L) älteren, Fe-Mn-reicheren Sedimenten, die in der Nähe eines spreading center's gebildet wurden, die südlichen (C_H) sind jünger, haben weniger Fe und Mn und wurden weiter entfernt vom spreading center abgelagert.

	C_L (n = 3)	C_H (n = 3)
100 Fe/Al	224	95
100 Mn/Al	27	15
Fe/Ti	18	15
Fe/Mn	8	6
100 Al/(Al+Fe+Mn)	29	48
100 Fe/(Al+Fe+Mn)	64	45
100 Mn/(Al+Fe+Mn)	8	7

Tab.17: Kritische Elementverhältnisse der Fe-Mn-Sedimente des Bereiches C

Aus dieser Konstellation ergibt sich ein Sedimentstapel mit Fe-Mn-Sedimenten eines spreading center's an der Basis, die nach oben in normale pelagische Sedimente überleiten.

Die untersten Gesteine (C_L) entstanden am oder in der Nähe eines vulkanisch aktiven spreading center's und

wanderten dann zusammen mit der basaltischen Basis durch sea-floor spreading nach außen, wobei der vulkanische Einfluß abnahm (C_H) und normale pelagische Sedimente die Überhand gewannen (BOSTRÖM & PETERSON 1969, CRONAN 1973, WARNER & GIESKES 1974)(Abb.25).

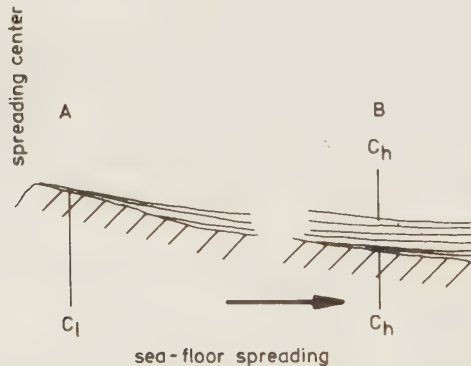


Abb.25: A) Ablagerung von C_l am spreading center, stärkste vulkanische Beeinflussung.

B) Durch sea-floor spreading ist der Sedimentstapel vom spreading center weggewandert und die Sedimente von C_h werden abgelagert, die auf Grund der Entfernung zum spreading center geringe vulkanische Beeinflussung zeigen.

6.3.2.2.2. Entfernung zwischen den Bildungsorten von C_L und C_H

Der Weg, den der Sedimentstapel in dem Zeitraum zwischen der Ablagerung von C_L und C_H zurücklegte, läßt sich aus einem Vergleich mit der Verteilung der Fe-Mn-Sedimente vom mittelatlantischen Rücken (BOSTRÖM et al. 1969) abschätzen.

Zu diesem Zweck wurden kritische Elementverhältnisse dieser Fe-Mn-Sedimente entlang eines Probenprofils senkrecht zum mittelatlantischen Rücken aufgetragen (Abb.26).

Dort entsprechen nicht nur die kritischen Elementverhältnisse denjenigen der Fe-Mn-Sedimente der Gruppe C (Tab.18 und 19), sondern auch die miteinander verknüpfte Entwicklung des penninischen Ablagerungsraumes und des Atlantiks legen diesen Vergleich nahe. So ist der süd-penninische Ozean die Fortsetzung des Zentralatlantiks und beide öffneten sich zur selben Zeit (ROEDER 1976).

Überträgt man die entsprechenden Werte von C_L und C_H auf das Probenprofil senkrecht zum mittelatlantischen Rücken (Abb.26), so kommt C_L direkt auf den mittelatlantischen Rücken zu liegen ¹⁾. C_H wurde abgelagert, als der Sedimentstapel etwa 100 - 200 km vom spreading center entfernt war.

Diese Zahlen geben ungefähr die gleiche Größenordnung wieder wie Werte von BENDER et al. (1971) und PIPER (1973), die 200 bzw. 250 km für die Breite des vulkanisch beeinflussten Gebietes ab mittelozeanischem Rücken angeben.

- 1) Der Vergleich mit Oberflächensedimenten ist deshalb zulässig, da C_L und C_H zum Zeitpunkt ihrer vulkanischen Beeinflussung ebenfalls Oberflächensedimente waren.

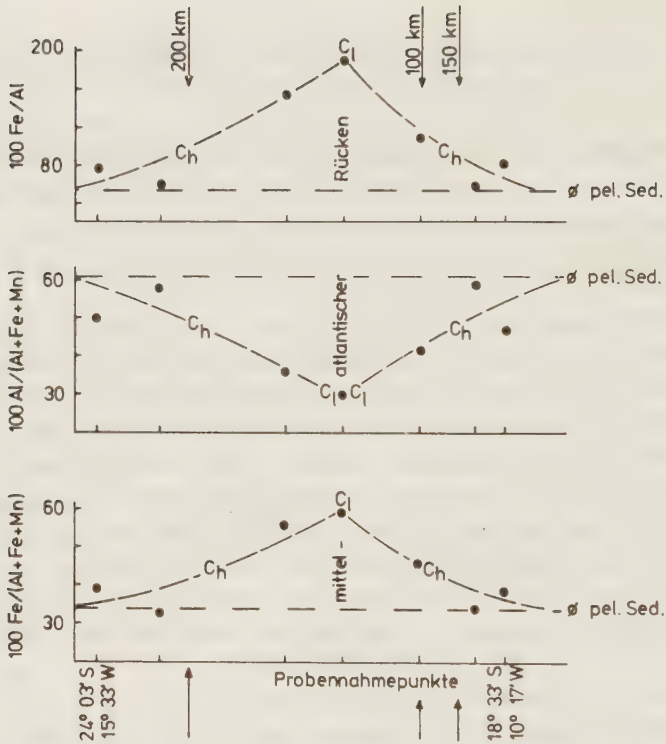


Abb. 26: Abnahme der vulkanischen Beeinflussung mit zunehmender Entfernung vom mittelatlantischen Rücken in Oberflächensedimenten, dargestellt an kritischen Elementverhältnissen (BOSTRÖM et al. 1969). Die eingetragenen Elementverhältnisse von C_L und C_H zeigen an, daß die Entfernung zwischen ihren Bildungsorten etwa 100 - 200 km betrug. C_L und C_H stellen Mittelwerte von jeweils drei Proben dar.

Atlantik, BOSTRÖM et al. 1969						Bereich C, Glocknerdecke					
K a m m F l a n k e	Al	Ti	Fe	Mn	100 Al/S	Al	Ti	Fe	Mn	100 Al/S	
	0,29	0,006	0,55	0,11	30	0,61	0,09	1,24	0,12	31	C _L
	0,32	0,006	0,50	0,07	36	0,83	0,08	1,53	0,40	30	
	0,23	0,009	0,25	0,06	42	0,70	0,09	2,00	0,04	26	
	0,24	0,009	0,20	0,07	47	1,91	0,09	1,78	0,22	49	C _H
	0,96	0,040	0,75	0,22	50	1,36	0,10	1,05	0,34	49	
	1,30	0,030	0,75	0,19	58	0,86	0,07	1,11	0,06	42	
	0,95	0,030	0,55	0,11	59						

Tab.18: Vergleich zwischen Fe-Mn-Sedimenten des mittelatlantischen Rückens und des Bereiches C.

Die Unterschiede zwischen C_L und C_H entsprechen der abnehmenden Beeinflussung vom Kamm zur Flanke des mittelatlantischen Rückens.

$$S = Al + Fe + Mn$$

	C _L	C _H	A
100 Fe/Al	224	95	190
100 Mn/Al	27	15	38
Fe/Ti	18	15	92
Fe/Mn	8	6	5
100 Al/(Al+Fe+Mn)	29	48	30
100 Fe/(Al+Fe+Mn)	64	45	58
100 Mn/(Al+Fe+Mn)	8	7	12
SR	2,7	1,2	2,6 (cm/J.)

Tab.19: Kritische Elementverhältnisse und spreading rates des Bereiches C (C_L und C_H) und der Sedimente vom Kamm des mittelatlantischen Rückens (A, BOSTRÖM et al. 1969).

6.3.2.2.3. Spreading rate

Wichtig ist in diesem Zusammenhang ferner die Geschwindigkeit, mit der sich der Sedimentstapel vom spreading center wegbewegte.

Aus der Formel

$$(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al} = 0,59 \times e^{0,53 \times \text{SR}}$$

nach BOSTRÖM et al. (1976) ergeben sich folgende spreading rates:

$$\begin{aligned} \text{SR}_{\text{C}_L} &= 2,7 \text{ cm/J. für die liegenden Fe-Mn-Sedimente } \text{C}_L, \\ \text{SR}_{\text{C}_H} &= 1,2 \text{ cm/J. für die hangenden Fe-Mn-Sedimente } \text{C}_H. \end{aligned}$$

Diese Verringerung der SR von C_L nach C_H geht Hand in Hand mit dem zunehmenden Alter des Ozeans (VAN ANDEL et al. 1977, s. Abb.42).

Zusätzlich wird der Quotient $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al}$ - und damit die errechnete SR_{C_H} - durch vermehrte terrigene Beeinflussung (Zunahme von C_H Al) der rückenferneren Fe-Mn-Sedimente von C_H verkleinert, so daß die tatsächliche SR_{C_H} etwas über 1,2 cm/J. liegen dürfte.

Diese Werte sind spreading rates des Nordatlantik ($\text{SR} = 1 - 1,4 \text{ cm/J.}$) und des Südatlantik ($\text{SR} = 1,5 - 3 \text{ cm/J.}$) vergleichbar (nach HEIRTZLER et al. 1968 in BOSTRÖM et al. 1969) (Abb.27).

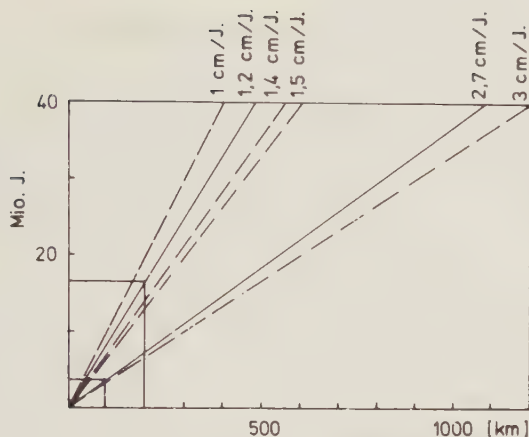


Abb.27: Spreading rates von C_L und C_H , vom Nordatlantik und vom Südatlantik

6.3.2.2.4. Bildungsdauer der Fe-Mn-Sedimente

Aus der Distanz der Bildungsorte von C_L und C_H und den errechneten spreading rates ergibt sich ein Minimalalter von 3,7 Mio. J. und ein Maximalalter von 16,7 Mio. J. für die Bildung des Sedimentstapels von C_L bis einschließlich C_H (Abb.27). Dies stimmt überein mit Abb.28, in der die Fe-Mn-Sedimente von C_L und C_H einen Zeitraum von ca. 15 Mio. J. einschließen.

Auch BOSTRÖM et al. (1976) rechnen mit maximal 15 Mio. J. für die Entstehung der Fe-Mn-reichen Sedimente des East Pacific Rise und des Südatlantischen Rückens (Abb.28).

Bei DYMOND et al. (1976) erreicht die Ablagerungsrate von Mn etwa nach 10 Mio. J. die Werte durchschnittlicher Oberflächensedimente (Abb.29).

Man kann also davon ausgehen, daß die Bildung des Sedimentstapels von C_L bis C_H ca. 10 Mio. J. dauerte.

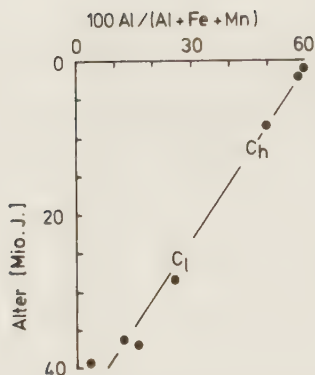


Abb. 28: Übergang von Fe-Mn-Sedimenten in normale pelagische Sedimente in einem Bohrkern (BOSTRÖM et al. 1976, Pazifik). Die Fe-Mn-Sedimente von C_L und C_H begrenzen einen Zeitraum von ca. 15 Mio. J.

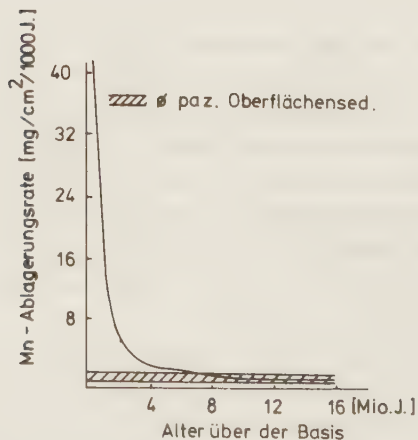


Abb. 29: Abnahme der Mn-Ablagerungsrate mit der Zeit, d.h. mit zunehmender Entfernung vom mittelozeanischen Rücken (BENDER et al. 1971, DYMOND et al. 1976).

6.3.2.3. Zusammenfassung

Die Fe-Mn-Sedimente aus dem Liegenden des Bereiches A und aus den Bereichen B und D stellen Übergangsglieder zwischen metallreichen Sedimenten aus der unmittelbaren Umgebung eines spreading center's und normalen pelagischen Kalken dar.

Eine mächtige basaltische Basis ist nur im Liegenden des Bereiches A vorhanden, sonst blieben nur geringmächtige basaltische Lagen von tektonischen Abschürfungen und Verschluckungen bei der Subduktion verschont.

Die Gesteine der Gruppe C weisen sich durch ihren Chemosismus und die Polarität der Metallkonzentrationen als typische Sedimente eines aktiven spreading center's aus und sind ein Hinweis auf sea-floor spreading.

Durch Vergleiche mit rezenten Oberflächensedimenten des mittelatlantischen Rückens, durch das Verhältnis $(Fe+Mn)/Al$ und durch die Kombination dieser Daten lassen sich folgende Aussagen treffen:

- A) Die Breite des vulkanisch beeinflussten Gebietes ab spreading center betrug ca. 100 - 200 km.
- B) Die spreading rate lag zwischen 1,2 und 2,7 cm/J.
- C) Die Bildung des Sedimentstapels von C_L bis C_H (ca. 100 m Mächtigkeit) dauerte etwa 10 Mio. J..

Inwieweit Variationen der auf S.56 angeführten Parameter diese Daten veränderten, kann nicht ermittelt werden. Deshalb besitzen die obigen Angaben keine absolute Gültigkeit, sondern sie sollen mögliche Größenordnungen aufzeigen. Daß diese Angaben in etwa mit entsprechenden Literaturdaten zusammenfallen, spricht für die Richtigkeit der Interpretation der Fe-Mn-Sedimente der Glocknerdecke.

Die basaltische Basis des Bereiches C wurde wahrscheinlich durch tektonische Abschürfungen oder durch die Subduktion bis auf einen Serpentinikörper reduziert.

6.3.3. Terrigene und biogene Kennzeichen von Sedimenten

Die Fe-Mn-reichen Sedimente aktiver mittelozeanischer Rücken gehen zum Kontinent hin in terrigene Sedimente mit unterschiedlichem biogenen Anteil über, wobei der festländische Detritus immer mehr anwächst (BOSTRÖM et al. 1969). Dieser Wechsel vollzieht sich verhältnismäßig nah am mittelozeanischen Rücken, sodaß die terrigenen Sedimente bei weitem überwiegen. So bedecken sie im Atlantik eine Fläche von 75 - 95%, während auf die metallführenden Schlämme nur etwa 4% entfallen (BOSTRÖM et al. 1969).

Auch BOGDANOV et al. (1976) beschreiben diesen Sedimentwechsel. Danach bilden nichtbiogene pelagische Sedimente eine geschlossene lithologische Faziesreihe, deren Endglieder terrigene bzw. metallführende Schlämme sind. Der Platz, den das Sediment in dieser Reihe einnimmt, bezeichnen sie als den Grad der "Pelaginität".

Diese pelagischen Sedimente, die weit entfernt von spreading center's liegen, können für gewöhnlich durch eine Kombination aus biogenem und terrigenem Material beschrieben werden (BOSTRÖM et al. 1974). Daraus ergibt sich, daß zur Erklärung ihres Chemismus das Vermischen fester Phasen von ziemlich konstanter Zusammensetzung eine viel größere Rolle spielt als der Transport gelöster Phasen. Ausnahmen davon sind Na, K, Ca und Sr, die im Meerwasser reichlich vorhanden sind (BOSTRÖM et al. 1976).

Zur Kennzeichnung des terrigenen Einflusses dienen die Elemente Al, Ti, Fe, Zr, Ni und Pb (LISITZIN et al. 1971, MARCHIG & VALLIER 1974, MANHEIM 1974, BOSTRÖM et al. 1976, BOGDANOV et al. 1976, EMEL'YANOV & SHIRSHOV 1977). Die wichtigsten davon sind Al und Ti, die fast ausschließlich terrigener Herkunft sind (LISITZIN et al. 1971, BOSTRÖM et al. 1973). Erhöhte Ti-Werte können auch ein Hinweis auf pyroklastischen Einfluß sein. Durch zusätzliche Element/Al-Verhältnisse (s. Kap.6.3.4.) kann dann zwischen terrigenem und pyroklastischem Einfluß unterschieden werden.

Si/Al	= 2,9	HIRST 1962, küstennahe, terrigene Tone und KRAUSKOPF 1967, Schiefer, in: CALVERT & BATCHELOR 1978
100 Ti/Al	= 5,93	BOSTRÖM et al. 1976 ¹⁾
100 Fe/Al	= 60,49	"
Fe/Ti	= 10,21	"
(Fe+Mn)/Ti	= 10 - 11	EMELYANOV 1975 in EMELYANOV & SHIRSHOV 1977
Fe/Mn	= 61,46	EL WAKEEL & RILEY 1961, küstennaher Ton; SUMMERHAYES 1972, Kontinentalrandsed., Atlantik; BOSTRÖM et al. 1976 ¹⁾ ; EMELYANOV & SHIRSHOV 1977, terr. Sed., Atl., 2086 - 5176 m Wassert.
100 K/Al	= 41,53	EL WAKEEL & RILEY 1961; SUMMERHAYES 1972, s.o.
Zr/Al	= 20,32	EL WAKEEL & RILEY 1961; BOSTRÖM et al. 1976 ¹⁾

Tab.20: Kritische Elementverhältnisse terrigener Sedimente ¹⁾.
BOGDANOV et al. (1976) bzw. DREVER (1976) weisen darauf hin, daß die Quotienten Fe/Mn bzw. 100 K/Al in terrigenen Sedimenten groß sind.

1) Aus der durchschnittlichen Zusammensetzung von Schiefern und kontinentaler Kruste errechnen BOSTRÖM et al. (1976) die theoretische Zusammensetzung terrigenen Materials. Daraus ergeben sich folgende Elementverhältnisse, die mit denen natürlicher, terrigener Sedimente übereinstimmen:

Si/Al	3,08	Fe/Ti	10,21	Zr/Al	23,46
100 Ti/Al	5,93	(Fe+Mn)/Ti	10,39		
100 Fe/Al	60,49	Fe/Mn	55,68		

Die Zusammensetzung des terrigenen Materials ergibt sich aus der Annahme, daß verwittertes kontinentales Material zu 75% aus durchschnittlichem Schiefer und zu 25% aus durchschnittlicher kontinentaler Kruste besteht. Dieses Verhältnis entspricht der Beobachtung, daß die Oberfläche der Kontinente zu 74% von Sedimenten bedeckt ist (Durchschnitt für Kruste und Schiefer von KRAUSKOPF 1967) (nach BOSTRÖM et al. 1976).

Diese terrigenen Sedimente sind in unterschiedlichem Ausmaß mit biogenem Material vermischt. Nach LISITZIN et al. (1971) enthalten biogene Sedimente mehr als 50% biogene Reste (das sind hauptsächlich CaCO_3 , SiO_2 , P und $\text{C}_{\text{organisch}}$), nach einer Einteilung von OLAVSSON (1960) in LISITZIN et al. (1971) liegt die untere Grenze für biogene Schlämme bei 30% biogenem Material.

CaCO_3 -

Der größte Teil des CaCO_3 in pelagischen Sedimenten ist biogener Herkunft (LISITZIN et al. 1971, MARCHIG & VALLIER 1974). Die Hauptmasse wird dabei von Coccolithen und Foraminiferen gestellt (LISITZIN et al. 1971, EMELJANOV & SHIRSHOV 1977). So bestehen z.B. Karbonate aus der Nähe des mittelatlantischen Rückens im Durchschnitt zu 40% aus Coccolithen und zu 50% aus authigenem Calcit, der zum Teil durch diagenetische Vorgänge aus biogenen Karbonaten entstanden ist (EMELJANOV & SHIRSHOV 1977).

Änderungen des CaCO_3 -Gehaltes werden durch drei Faktoren kontrolliert (EMELJANOV & SHIRSHOV 1977):

- A) unterschiedliche Ablagerungsraten (geringe Anzahl von Kalkschalern in kaltem Wasser oder Kalkschalen werden durch bodennahes kaltes Wasser aufgelöst),
- B) Verdünnung durch terrigenes Material,
- C) Änderung der Lage der CCD.

SiO_2 -

Kieselsäurereiche Ablagerungen sind in erster Linie Radiolarien- und Diatomeenschlämme (Tab.21).

Nach BOSTRÖM et al. (1973) soll diejenige Menge SiO_2 biogener Herkunft sein, die Al_2O_3 um den Faktor 3 übertrifft. Diese Annahme basiert auf der Tatsache, daß das Verhältnis $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ in der durchschnittlichen festen

Antarktik: Diatomeenschlamm	SiO_2 = 72%
Äquatorialer Pazifik: Oberflächensediment	SiO_2 = 10 - 30%
Radiolarienschlamm	SiO_2 = 50%
Ehmodiscus-Diatomeenschlamm	SiO_2 = 40 - 60%

Tab.21: SiO_2 -Gehalte in biogenen Sedimenten (LISITZIN et al. 1971).

Kruste 3 ist. In pelagischen Sedimenten können äolische Ablagerungen von Quarz von terrigenen Ablagerungen nicht unterschieden werden, da das äolische Material gut durchmischt ist und ähnliche Element/Al-Verhältnisse aufweist wie terrigenes Material (BOSTRÖM et al. 1973).

Phosphor

Außer im basaltischen Schutt liegt P auch in Zähnen und Knochen von Fischen vor. In roten Tonen und Radiolarienschlämmen des Pazifik treten P-Gehalte (P_2O_5) zwischen 0,02 und 0,03% auf, die Maximalwerte erreichen 1,69% (LISITZIN et al. 1971).

Kalk	2,77	(1,39 - 7,50)	A
Ton	1,16	(0,70 - 1,73)	B
Sedimente mit Pyroklastika	1,83		C
kieseliges Sediment	1,69		C

Tab.22: 100 P/Al-Verhältnisse in verschiedenen Sedimenten,
zusammengestellt nach

- A) EL WAKEEL & RILEY 1961, kalkige Sedimente, Atlantik, Pazifik, Indik, Mittelmeer, 3195 - 5582 m Wassertiefe;
TUREKIAN & WEDEPOHL 1961, Kalk;
LISITZIN et al. 1971, Kalkschlamm, Pazifik, 2689 m Wassertiefe;
COOK 1974, Kalkschlamm, Indik, 2000 m Wassertiefe;
MANHEIM 1974, Kalk, Rotes Meer, 2000 m Wassertiefe;
EMELJANOV & SHIRSHOV 1977, kalkige Sedimente, Atlantik, 2086 m Wassertiefe;
- B) WEDEPOHL 1960, Flachseeton;
EL WAKEEL & RILEY 1961, tonige Sedimente, Atlantik, Pazifik, Indik, Mittelmeer;
TUREKIAN & WEDEPOHL 1961, Tiefseeton und Schiefer;
LISITZIN et al. 1971, Ton, Pazifik, 4282 - 5981 m Wassertiefe;
COOK 1974, Ton, Indik, 4000 m Wassertiefe;
DONNELLY & WALLACE 1976, tonreiche Sedimente, Antarktik, 3745 m Wassertiefe;
CALVERT & BATCHELOR 1978, Tone, Schwarzes Meer, 2165 m Wassertiefe;
- C) EL WAKEEL & RILEY 1961, Sedimente mit Pyroklastika bzw. kieselige Sedimente, Atlantik, Indik, Pazifik, Mittelmeer.

Anzeiger für biogenes Material sind die folgenden Elementverhältnisse:

Si/Al > 3 zeigt biogenen Opal an ¹⁾ (GOLDBERG & ARRHENIUS 1958, BOSTRÖM et al. 1973, WARNER & GIESKES 1974, BOGDANOV et al. 1976, DONNELLY & WALLACE 1976, DYMOND et al. 1976),

(Fe+Mn)/Ti = 10 - 11 für terrigene und biogene Sedimente (EMELYANOV 1975 in EMELYANOV & SHIRSHOV, 1977),
100 P/Al siehe Tab.22.

6.3.3.1. Quarzmarmore

SiO ₂	34,63	(4,46 - 51,06)	Si/Al	5,47
TiO ₂	0,26	(0,12 - 0,43)		
Al ₂ O ₃	5,59	(1,51 - 9,65)		
Fe ₂ O ₃	2,11	(0,61 - 3,94)		
MnO	0,08	(0,01 - 0,31)		
MgO	1,38	(0,01 - 5,87)		
CaO	54,20	(35,78 - 91,75)	Ca/Al	13,09
Na ₂ O	0,51	(0,01 - 1,94)		
K ₂ O	1,28	(0,57 - 2,00)		
P ₂ O ₅	0,22	(0,03 - 0,33)	100 P/Al	3,38

Tab.23: Durchschnittschemismus, Schwankungsbreite und kritische Elementverhältnisse der Quarzmarmore der Glocknerdecke, n = 25.

1) Auch in terrigenen Sedimenten kann der Quotient Si/Al größer als 3 werden. Zur Unterscheidung zwischen terrigenem und biogenem SiO₂ werden dann Elementverhältnisse der Tab.20 und 22 und Vergleiche des Gesamtchemismus¹ mit Literaturdaten herangezogen.

Die biogene Herkunft der Quarzmarmore bestätigt sich in den Verhältnissen $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti} = 9,6$ und $100 \text{ P}/\text{Al} = 3,4$. Der Quotient $\text{Si}/\text{Al} = 5,5$ liegt deutlich über 3 und zeigt biogenes SiO_2 an (BOSTRÖM et al. 1973). Das Ausgangsmaterial dürften demzufolge Kieselkalkschlämme sein, die hauptsächlich aus Coccolithen, Foraminiferen und Radiolarien bestanden.

Entsprechende Sedimente treten im äquatorialen Pazifik auf, wo hohe CaCO_3 -Gehalte (50 bis über 75%) mit hohen Sedimentationsraten von biogenem Opal zusammenfallen und so eine Zone hoher organischer Produktivität kennzeichnen (BOSTRÖM et al. 1973).

6.3.3.2. Kalkglimmerschiefer

SiO_2	50,69	(38,32 - 58,32)	Si/Al	4,55
TiO_2	0,50	(0,24 - 0,89)		
Al_2O_3	9,85	(6,28 - 16,89)		
Fe_3O_3	4,31	(2,63 - 6,25)		
MnO	0,12	(0,04 - 0,44)		
MgO	9,50	(2,89 - 13,83)		
CaO	25,65	(17,37 - 33,88)	Ca/Al	3,52
Na_2O	1,05	(0,01 - 3,40)		
K_2O	1,71	(0,21 - 3,32)		
P_2O_5	0,24	(0,00 - 0,37)	$100 \text{ P}/\text{Al}$	1,92

Tab.24: Durchschnittschemismus, Schwankungsbreite und kritische Elementverhältnisse der Kalkglimmerschiefer der Glocknerdecke, $n = 19$.

Der Anstieg des klastischen Materials und die Abnahme der biogenen Komponenten der Kalkglimmerschiefer gegenüber

den Quarzmarmoren dokumentiert sich in den Verhältnissen Si/Al, Ca/Al und 100 P/Al.

Im Dreiecksdiagramm Fe_2O_3 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - MgO (Abb.29) fallen die darstellenden Punkte der Kalkglimmerschiefer in das Mergelfeld. Bei relativ konstanten Alkaligehalten

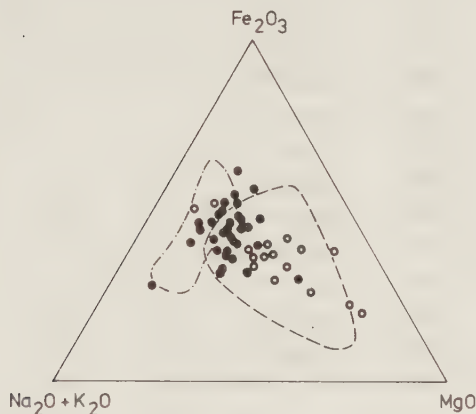


Abb.30: AFM-Dreieck mit Kalkglimmerschiefern (○) und Glimmerschiefern (●).

Mergelbereich gestrichelt (nach Analysen von KURZWEIL 1973, und NIGGLI 1952),

Pelitfeld strichpunktiert (nach Analysen von BROWN 1967, LOESCHKE & WEBER 1973, und SHAW 1956).

schwanken die Fe/Mg-Verhältnisse in Abhängigkeit von den Tonmineralen. So zeigen kaolinitische Tone ein $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ -Verhältnis von 6,6 gegenüber 0,99 für montmorillonitische Tone (nach VIKULOV 1958, in RÖSLER & LANGE 1976). Demzufolge überwiegen im Fe_2O_3 -nahen Bereich des Mergelfeldes

kaolinitführende Gesteine, während zur MgO-Ecke hin montmorillonitische Tone in den Mergeln überwiegen dürften.

Bei Vergleichen mit Literaturdaten (Tab.25) ergeben sich Ähnlichkeiten mit Flyschmergeln, wenn auch der MgO-Gehalt in den Kalkglimmerschiefern deutlich höher liegt.

	A	B
SiO ₂	48,50	50,98
TiO ₂	0,11	0,91
Al ₂ O ₃	19,05	11,60
Fe ₂ O ₃	6,70	3,93
MnO	0,05	0,01
MgO	3,95	2,13
CaO	18,09	26,71
Na ₂ O	0,50	0,62
K ₂ O	3,99	3,85
P ₂ O ₅	0,05	-

Tab.25: Durchschnittschemismus von Tonmergeln (A, CORRENS 1968) und Flyschmergeln (B, RÖSLER & LANGE 1976).

Das Ausgangsmaterial der Kalkglimmerschiefer sind demzufolge Kalkmergel bis Tonmergel, wobei der Tonanteil wechselnde Verhältnisse verschiedener Tonminerale erkennen läßt.

6.3.3.3. Glimmerschiefer

Im AFM-Dreieck fallen Glimmerschiefer (Tab.26) und quarzreiche Glimmerschiefer (Tab.27) in das Pelitfeld und den Überlappungsbereich mit dem Mergelfeld (Abb.30).

	A		B	C
SiO ₂	57,48	(43,45 - 68,75)	59,87	62,97
TiO ₂	0,91	(0,30 - 1,34)	0,91	0,83
Al ₂ O ₃	20,21	(6,04 - 30,25)	18,91	17,86
Fe ₂ O ₃	8,28	(5,02 - 12,32)	8,84	7,38
MnO	0,18	(0,02 - 0,44)	0,52	0,10
MgO	3,98	(1,33 - 5,51)	4,13	2,78
CaO	2,91	(0,37 - 11,43)	1,48	2,35
Na ₂ O	1,74	(0,01 - 3,16)	1,66	1,71
K ₂ O	3,62	(0,19 - 6,37)	3,53	3,85
P ₂ O ₅	0,24	(0,10 - 0,42)	0,15	0,17

	A		B	C
Ni	111	(65 - 150)	300	98
Cu	69	(4 - 145)	400	89
Zn	130	(61 - 286)	-	113
Ga	25	(15 - 36)	20	20
Pb	24	(15 - 47)	175	33
Rb	157	(35 - 250)	-	125
Sr	207	(35 - 250)	450	185
Y	38	(28 - 49)	-	28
Zr	172	(94 - 270)	126	145

- Tab.26: A) Durchschnittsschemismus und Schwankungsbreite der Glimmerschiefer der Glocknerdecke, n = 20.
 B) Durchschnittsschemismus von Tiefseetonen, n = 12 (EL WAKEEL & RILEY 1961).
 C) Durchschnittsgehalt der Hauptelemente von Flachseetonen, n = 277 und Durchschnittsgehalt der Spurenelemente von Flachseetonen und Atlantik-tonen, n = 111 (WEDEPOHL 1960).

	A		B	C	D	E
SiO ₂	66,17	(56,30 - 75,59)	60,70	60,83	62,00	71,60
TiO ₂	0,62	(0,27 - 0,78)	0,77	0,46	-	0,40
Al ₂ O ₃	11,68	(6,09 - 16,88)	11,53	13,86	13,00	13,80
Fe ₂ O ₃	4,55	(2,77 - 6,64)	6,84	4,72	5,30	4,60
MnO	0,11	(0,04 - 0,23)	0,05	0,52	-	0,10
MgO	3,06	(1,41 - 6,01)	3,65	2,28	2,30	1,60
CaO	9,20	(0,37 - 17,00)	1,79	3,93	7,00	2,10
Na ₂ O	1,80	(0,39 - 4,37)	-	1,54	2,20	3,80
K ₂ O	2,27	(0,91 - 3,59)	3,59	-	1,40	1,70
P ₂ O ₅	0,17	(0,01 - 0,28)	-	-	-	0,10

	A		B
Ni	75	(27 - 145)	56
Cu	39	(7 - 94)	47
Zn	63	(9 - 140)	109
Ga	16	(10 - 23)	14
Pb	20	(8 - 36)	41
Rb	108	(57 - 188)	-
Sr	269	(89 - 800)	80
Y	36	(27 - 50)	-
Zr	186	(120 - 335)	-

- Tab.27: A) Durchschnittschemismus und Schwankungsbreite der quarzreichen Glimmerschiefer der Glocknerdecke, n = 19.
- B) Durchschnittschemismus von Kontinentalrandsedimenten (SUMMERHAYES 1972, Kontinentalrand, Atlantik).
- C) Durchschnittlicher Hauptelementgehalt von Arkosesandsteinen (RÖSLER & LANGE 1976).
- D) Durchschnittlicher Hauptelementgehalt von Arkosen (RÖSLER & LANGE 1976).
- E) Durchschnittlicher Hauptelementgehalt von zwei Tanner Grauwacken, Unterharz (HUCKENHOLZ 1963).

Eine genauere Differenzierung ist im Dreiecksdiagramm Si - Al - Fe möglich (Abb. 31). Bei einem Al/Fe-Verhältnis von etwa 1,5 - 2,5 unterscheiden sich die Proben durch ihren Quarzgehalt ¹⁾. So liegen die Glimmerschiefer etwa zu gleichen Teilen in den Feldern für Grauwacken und Sandsteine und im Schieferfeld. Grauwacken scheiden als Ausgangssediment der quarzreichen Glimmerschiefer jedoch aus, da bei Grauwacken im Gegensatz zu den Proben Na₂O gegenüber

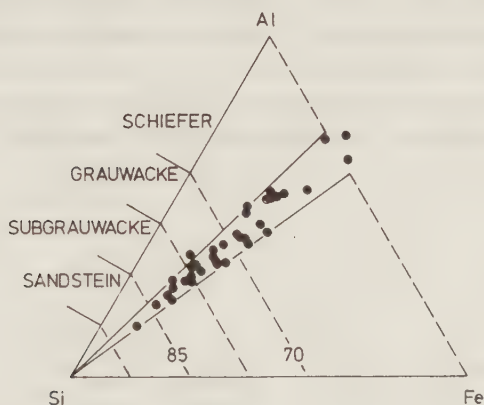


Abb. 31: Si - Al - Fe - Konzentrationsdreieck nach MOORE & DENNEN (1970).

Der SiO₂-Gehalt der Glimmerschiefer unterteilt sie in Tone und sandige Tone.

1) Biogener Opal dürfte nur in sehr geringem Ausmaß am Quarzgehalt der Glimmerschiefer beteiligt sein, da der terrigene Einschlag der Glimmerschiefer den Lebensbedingungen von Radiolarien zuwiderläuft.

K₂O überwiegt (PETTIJOHN 1963). So bleiben noch Sandsteine als Edukt der quarzreichen Glimmerschiefer übrig und ein Vergleich mit Literaturdaten rückt sie in die Nähe von Arkosesandsteinen, von Arkosen und von sandigen Kontinentalrandsedimenten (Tab.27). Demzufolge können sandige, kontinentalrandnahe Sedimente als Ausgangsmaterial in Betracht gezogen werden.

Die Glimmerschiefer aus dem Schieferbereich des Dreiecksdiagramms Si - Al - Fe sind im Chemismus der Hauptelemente mit Tiefseetonen vergleichbar, wobei die kleineren Mn-Gehalte der Tauernfensterproben vermutlich geringere Wassertiefen anzeigen (s. Kap.8). Dieser Trend zeigt sich auch bei den Spurenelementgehalten, wo die Glimmerschiefer der Glocknerdecke zwischen Flachseetone und Atlantiktone einzuordnen sind (Tab.26).

6.3.3.4. Quarzite

	A	B	C	D
SiO ₂	91,20	89,97	91,80	89,67
TiO ₂	0,23	0,12	0,12	0,19
Al ₂ O ₃	2,24	3,06	2,51	4,54
Fe ₂ O ₃	2,59	1,83	1,16	0,92
MnO	0,07	0,16	0,01	0,02
MgO	0,91	1,46	0,32	0,34
Na ₂ O	0,56	0,92	0,05	0,27
K ₂ O	0,72	0,76	0,27	1,86
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,14	0,04

teilweise kalkfrei berechnet

- Tab.28: A) SiO₂-reiche Gesteine der Glocknerdecke, n = 6;
B) Radiolarite Siena (PLEHWE, v. 1979), n = 6;
C) Radiolarite und Diatomite (VOITKEVIČ et al. 1970 in RÖSLER & LANGE 1976), n = 3;
D) Orthoquarzite der Bündner Schiefer, Tuxer Tal (KÖHNE 1978), n = 18.

Die Tauernfensterquarzite zeichnen sich vor allem durch ihre niedrigen Al-Gehalte aus, so schwankt das Verhältnis Al/Fe zwischen 0,1 und 1,3 (Durchschnitt 0,6). Deshalb liegen sie auch im Si - Al - Fe -Dreiecksdiagramm unterhalb der Orthoquarzite und Sandsteine in den gleichen Bereichen wie Radiolarite und Diatomite (Abb.32), ebenso im Diagramm Al - Si (Abb.33).

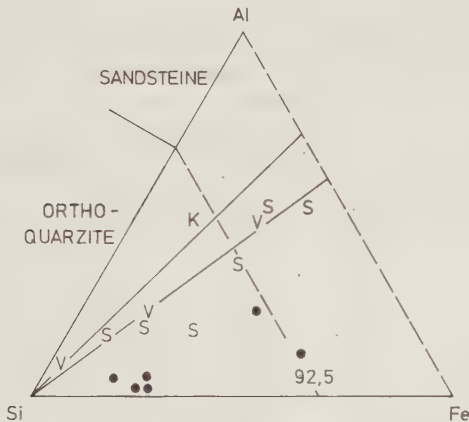


Abb.32: Si - Al - Fe - Konzentrationsdreieck nach MOORE & DENNEN (1970).

- SiO_2 -reiche Gesteine der Glocknerdecke;
- S Radiolarite Siena (PLEHWE, v. 1979);
- V Radiolarite und Diatomite (VOITKEVIČ et al. 1970 in RÖSLER & LANGE 1976);
- K Durchschnittswert der Orthoquarzite nach KÖHNE (1978).

Auch kritische Elementverhältnisse zeigen die Ähnlichkeiten mit Radiolariten und Diatomiten und deutliche Unterschiede zu Orthoquarziten (Tab.29).

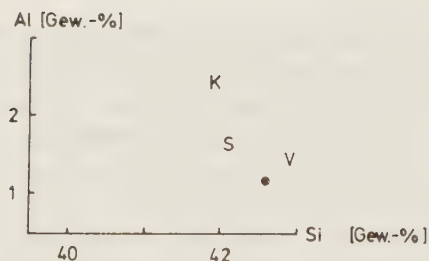


Abb.33: Vergleich der Durchschnittsgehalte der Tauernfensterquarzite (●) mit Durchschnittsgehalten von :
K: Orthoquarziten nach KÖHNE (1978);
S: Radiolariten Siena nach PLEHWE, v. (1979) und
V: Radiolariten bzw. Diatomen nach VOITKEVIČ et al. (1970) in RÖSLER & LANGE (1976).

	A	B	C	D
Si/Al	36	26	31	17
100 Fe/Al	152	79	59	27
100 P/Al	6	4,3	4,4	0,8
100 (Fe+Mn)/Al	156	86	60	28
(Fe+Mn)/Ti	13	20	12	6

Tab.29: Kritische Elementverhältnisse der Tauernfensterquarzite im Vergleich mit Literaturdaten.

A, B, C und D siehe Tab.28.

Schließlich können noch durch den Snedecor-F-Test und den Student-t-Test signifikante oder nicht signifikante Unterschiede der Streuungen bzw. der Mittelwerte zwischen den Vergleichsmengen errechnet werden. So zeigen die Hauptelemente der Tauernfensterquarzite und der Radiola-

rite (Siena) keine signifikanten Unterschiede der Streuungen und Mittelwerte. Gleiches gilt für den Vergleich mit Radiolariten und Diatomiten nach VOITKEVIČ et al. (1970) in RÖSLER & LANGE (1976) (abgesehen von MgO, wo die Streuungen signifikant von einander abweichen). Dagegen ergeben sich zu den Orthoquarziten (KÖHNE 1978) signifikante Abweichungen für Ti, Al, Mn, Mg, Na, K und P.

Damit scheint die Herkunft der Quarzite von Radiolariten in ausreichendem Maße gesichert zu sein. Das Auftreten solcher Gesteine in der Glocknerdecke wird auch von HORNINGER (1954) und FRISCH (1976) für möglich gehalten.

6.3.3.5. Quarzite der Schürflingshorizonte

SiO ₂	67,83	(52,11 - 78,15)	Ni	56	(12 - 93)
TiO ₂	0,47	(0,37 - 0,61)	Cu	16	(11 - 19)
Al ₂ O ₃	9,13	(7,64 - 11,66)	Zn	42	(24 - 85)
Fe ₂ O ₃	3,47	(2,45 - 4,26)	Ga	12	(8 - 15)
MnO	0,09	(0,03 - 0,24)	Pb	12	(8 - 17)
MgO	2,15	(0,16 - 4,56)	Rb	110	(75 - 191)
CaO	12,73	(0,21 - 25,63)	Sr	190	(5 - 306)
Na ₂ O	0,72	(0,09 - 1,15)	Y	36	(29 - 45)
K ₂ O	2,47	(0,19 - 0,32)	Zr	192	(119 - 245)

Tab. 30: Durchschnittsschemismus und Schwankungsbreite der Quarzite der Schürflingshorizonte der Glocknerdecke, n = 5.

Die Quarzite aus der unmittelbaren Nachbarschaft von Dolomitschürflingen stammen vom Trenser Joch, vom Südwesthang der Wurmaulspitze, aus dem Stilongraben und aus Wiesen. Die ersten zwei Lokalitäten gehören dem Haupt-

schürflingshorizont (s. Kap.7) an, während die Schürflingshorizonte vom Stilongraben und bei Wiesen/Sterzing untergeordnete Bedeutung besitzen.

Im Dreiecksdiagramm Si - Al - Fe (Abb.34) fallen die darstellenden Punkte dieser Quarzite zwar in das Grauwacken- und Subgrauwackengebiet, da aber $K_2O > Na_2O$ ist (s. S.83), dürften Sandsteine als Ausgangsmaterial wahrscheinlicher sein.

Auch ein Vergleich der Quarzite mit den Literaturdaten der Tab.27 zeigt die Ähnlichkeiten mit sandigen Kontinentalrandsedimenten und Arkosen.

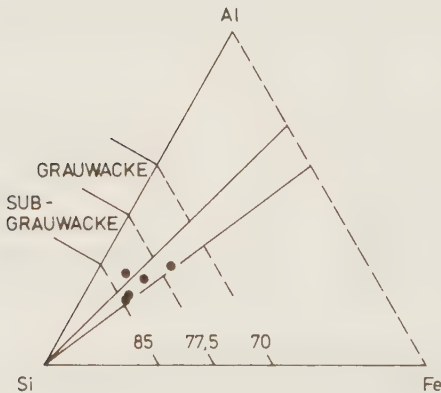


Abb.34: Quarzite der Schürflingshorizonte im Si - Al - Fe - Diagramm (nach MOORE & DENNEN 1970).

6.3.3.6. Dolomite und Rauhwacken

	A	B	
SiO ₂	30,18	22,27	(20,79 - 24,06)
TiO ₂	0,11	0,28	(0,15 - 0,54)
Al ₂ O ₃	1,91	4,28	(3,04 - 5,37)
Fe ₂ O ₃	1,21	6,45	(2,37 - 10,44)
MnO	0,14	0,25	(0,09 - 0,44)
MgO	26,09	13,71	(11,34 - 17,01)
CaO	39,30	49,99	(42,96 - 56,88)
Na ₂ O	0,35	1,14	(0,22 - 1,61)
K ₂ O	0,55	0,61	(0,19 - 0,89)
P ₂ O ₅	0,56	0,29	(0,26 - 0,34)

Tab.31: A) Durchschnittlicher Hauptelementgehalt eines Dolomits der Glocknerdecke,
B) durchschnittliche Hauptelementgehalte und Schwankungsbreite von Rauhwacken der Glocknerdecke, n = 3.

Bei diesen Gesteinen handelt es sich ausschließlich um Schürflinge, die als permotriassisch angesehen werden können (FRISCH 1976).

Nach WEBER (1964) entstehen primäre Dolomite durch langsames Ausscheiden feiner Körner zusammen mit authigenen Tonmineralen in Becken mit erhöhter Salinität. Sie sind gekennzeichnet durch feine und gleichförmige Korngröße, helle Farbe und das Fehlen von Fossilien.

Sekundäre Dolomite entstehen aus gröberkörnigen, bioklastischen Kalken mit erheblichem Aragonitgehalt bei normalen marinen Bedingungen. Sie zeigen grobe und ungleichmäßige Korngrößen, dunkle Farbe und weisen Fossilfragmente auf.

Die Dolomitschürflinge im südwestlichen Tauernfenster heben sich im Gelände durch ihre weiße bis hellgelbe Farbe deutlich von den übrigen Gesteinen ab.

Im Dünnschliff zeigen sie gleichmäßige Korngrößen, einen Muskowitanteil von 9,7% (vergl. Kap.6.2.) und keine Anzeichen für Fossilien. Diese Merkmale stehen nicht im Widerspruch zur Bildung als primäre Dolomite.

Diese Genese steht im Einklang mit der Auffassung von FRISCH (1976), gemäß der sich in der tieferen Trias in flachen Senken unter anderem auch Dolomite und Rauhwacken bildeten.

6.3.4. Sedimente mit pyroklastischem Einfluß

	A	B		A
SiO ₂	51,95	50,65	Ni	114
TiO ₂	1,82	0,56	Cu	108
Al ₂ O ₃	16,50	6,50	Zn	137
Fe ₂ O ₃	11,38	2,63	Ga	20
MnO	0,11	0,11	Pb	24
MgO	9,66	3,01	Rb	81
CaO	4,53	33,88	Sr	143
Na ₂ O	3,87	0,40	Y	23
K ₂ O	0,25	1,94	Zr	138
P ₂ O ₅	0,36	0,37		

Tab.32: Sedimente der Glocknerdecke mit pyroklastischem Einfluß.

A) Chloritschiefer, n = 2,

B) Kalkglimmerschiefer, n = 1.

Pyroklastisch beeinflusste Sedimente treten an mehreren

Stellen im Profil auf. Sie beziehen den vulkanischen Detritus entweder von unterlagernden Basalten oder von Basalten in der horizontalen Fortsetzung der Sedimentschicht. Auch eine Beeinflussung durch Asche von vulkanischen Inseln kommt in Frage (EMEL'YANOV 1975, in EMEL'YANOV & SHIRSHOV 1977).

Dieser pyroklastische Einfluß ist hauptsächlich durch erhöhte Ti-Werte charakterisiert. Mg, Fe, V, Cr, Ni, P, Mn und Cu können ebenfalls ansteigen (GOLDBERG & ARRHENIUS 1958, EL WAKEEL & RILEY 1961, PIMM et al. 1971, MANHEIM 1974, JENKINS & HARDY 1976, PERRY et al. 1976, EMEL'YANOV & SHIRSHOV 1977).

Aus diesen Anreicherungen ergeben sich kritische Elementverhältnisse: so liegt 100 Ti/Al bei 27,66 (EL WAKEEL & RILEY 1961, LISITZIN et al. 1971, WARNER & GIESKES 1974), (Fe+Mn)/Ti bei 5 - 10 (EMEL'YANOV 1975 in EMEL'YANOV & SHIRSHOV 1977) und 100 P/Al bei 1,83 (EL WAKEEL & RILEY 1961).

Die beeinflussten Gesteine (Mergel und Tone) zeigen ein 100 Ti/Al-Verhältnis von 9,9 - 14,2, (Fe+Mn)/Ti = 5,7 - 9,25 und 100 P/Al = 1,44 - 4,65.

7. Variation des terrigenen und biogenen Einflusses entlang des Profils Blickenspitznordseite - Plattspitze.

Kritische Elementverhältnisse, die Änderungen des terrigenen bzw. biogenen Charakters der Sedimente anzeigen, wurden entlang des Profils Blickenspitznordseite - Plattspitze aufgetragen (s. Beilage). Dabei ergaben sich an bestimmten Stellen signifikante Differenzen zwischen den Elementverhältnissen benachbarter Proben. Um diese Sprünge besser kenntlich zu machen, wurden für die dazwischenliegenden kontinuierlichen Abschnitte Regressionsgeraden berechnet und eingezeichnet.

Diese auffälligen Unterbrechungen fallen im Gelände an mehreren Stellen mit Dolomitschürflingen zusammen, die offensichtlich einzelne Schuppen voneinander trennen. Diese entstanden vermutlich bei der Subduktion, als durch die heranrückende Stirn der Südplatte Sedimentpakete von der Nordplatte abgeschürft, übereinandergestapelt bzw. teilweise verschluckt wurden. Legt man für diesen Vorgang das Modell der Deckenlehre zu Grunde, so wurden die hangsten Schuppen des Profils Blickenspitznordseite - Plattspitze am weitesten im Süden abgelagert. Entsprechend diesem einfachen Modell deckt sich die jetzt vorliegende Reihung der einzelnen Schuppen von Norden (Liegendes) nach Süden (Hangendes) mit ihrer paläogeographischen Abfolge vor der Subduktion (s. Beilage).

Ein Schürflingshorizont ist dabei von besonderer Bedeutung: er schneidet das Profil knapp nördlich der Blickenspitze und läßt sich in West-Ost-Richtung auf einer Länge von mehr als 100 km (LAMMERER, in Vorbereitung) verfolgen.

Fehlen diese Schürflinge (zwischen B3 - B4, B4 - B5 und zwischen C - D), so können lithologische Änderungen (und damit Änderungen der kritischen Elementverhältnisse) und das Auftreten von Fe-Mn-Sedimenten, von Grüngesteinslagen

und von Serpentinitten Hinweise auf eine Schuppengrenze sein.

Die einzelnen Bereiche werden entsprechend ihrer Reihenfolge von Norden nach Süden (vom Liegenden zum Hangenden) besprochen (s. Beilage).

Bereich A

Das Liegende des Bereiches A bilden mächtige Grüngesteinsserien, die in ihrem Hangendteil mit Fe-Mn-Sedimenten wechsellagern. Der Bereich A selbst setzt ein mit Kalken mit hohem biogenem SiO_2 -Anteil ($\text{Si/Al} = 4,3 - 10,8$). Dieser kann stellenweise so stark dominieren, daß Radio-larite auftreten.

Nach oben zu gehen diese biogenen Sedimente über in Mergel mit wechselndem Ton- und Karbonatgehalt, bis schließlich Tone und sandige Kontinentalrandsedimente folgen. Das Ende dieses Sedimentpakets markieren Dolomitschürflinge, die dem Hauptschürflingshorizont angehören.

Dieser lithologische Wechsel dokumentiert sich in den entsprechenden Elementverhältnissen. So zeigen die Quotienten Si/Al , Ca/Al und 100 P/Al durch ihre Abnahme vom Liegenden zum Hangenden das Zurückdrängen des biogenen Anteils durch verstärkten klastischen Einfluß. Dieser zeigt sich im zunehmenden Al-Gehalt und durch die Änderung des Quotienten 100 Ti/Al , der um so kleiner wird, je mehr der kontinentale Detritus zunimmt (BOGDANOV et al. 1976).

Derselbe Trend wird auch im Dreiecksdiagramm $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ deutlich (Abb.35):

Kalke mit relativ hohem biogenen SiO_2 -Gehalt gehen über in klastische Sedimente mit einem Verhältnis $\text{Si/Al} = 1,4 - 2,7$, in dem sich die Al-Vorherrschaft ausdrückt. Terrigenes SiO_2 (s. Fußnote S.77) in sandigen Sedimenten kann den Quotienten Si/Al stellenweise bis auf 11,7 ansteigen lassen.

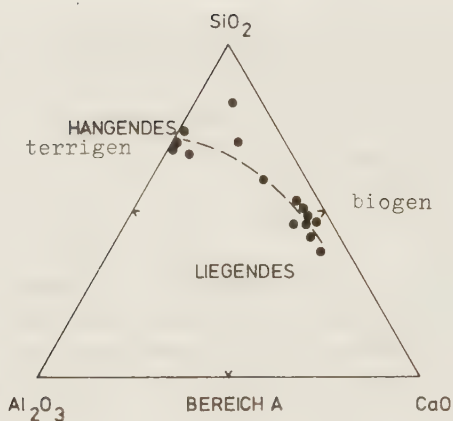


Abb. 35: Im SiO_2 - Al_2O_3 - CaO - Diagramm wird die Entwicklung von Kieselkalken zu Tonen bzw. sandigen Tonen durch die gestrichelte Trendlinie markiert.

Bereich B

Der Bereich B läßt sich in 5 getrennte Einheiten zerlegen.

B1

B1 repräsentiert eine Kleinstschuppe, die im Liegenden und Hangenden von Dolomitschürflingen begrenzt wird. Der Gesteinsinhalt reicht von Kalkmergeln bis zu sandigen Sedimenten. Wegen der geringen Mächtigkeit und Probenzahl wurde keine Regressionsgerade berechnet. Vermutlich ist dieser Abschnitt nur ein Schubspan, der die starke Zerschierung am Hauptschürflingshorizont unterstreicht.

B2

B2 wird hauptsächlich von sandigen Kontinentalrandsedimenten im Norden (Liegendes) und Tonen im Süden (Hangendes) aufgebaut, die durch Kalkmergel und Kalke getrennt werden. Diese entsprechen an einer Stelle Fe-Mn-Sedimenten mittelozeanischer Rücken mit kritischen Elementverhältnissen, die für den Übergang dieser metallführenden Kalke in normale pelagische Sedimente typisch sind. Das Auftreten dieser Kalke zwischen klastischen Serien läßt eine Verschupfung an dieser Stelle vermuten, für die sich aber weder im Gelände noch in den Diagrammen Hinweise finden (s. Beilage). Vielmehr könnte es sich hier um eine Verzahnung der Fe-Mn-Kalke mit terrigenem Schutt handeln, ein Hinweis auf die geringe Entfernung sowohl vom Kontinentalrand als auch vom spreading center des Bereiches B2 bei der Ablagerung.

Im übrigen zeigen die Diagramme der Element/Al-Verhältnisse die unterschiedliche Zusammensetzung des klastischen Materials an:

Während der Quotient Si/Al von den sandigen Sedimenten mit hohem terrigenen Qu-Anteil zu den Tonen mit hoher Al-Konzentration deutlich fällt, zeigen die Verhältnisse Ca/Al und 100 P/Al kaum Unterschiede: Im gesamten Bereich ist der biogene Anteil gering.

Die Verhältnisse 100 Ti/Al, Fe/Ti und Zr/Al zeigen höhere Gehalte von Ti und Zr in den sandigen Sedimenten, während Al und Fe in den Tonen überwiegen

(sandige Tone: 100 Ti/Al = 5,80; Fe/Ti = 8,72; Zr/Al = 24
Tone: 100 Ti/Al = 4,23; Fe/Ti = 12,71; Zr/Al = 15,5).

Es handelt sich bei B2 also um klastische Serien mit eingelagerten Kalkmergeln und Kalken, die stellenweise Fe-Mn-Anreicherungen zeigen, (Abb.36). Die sandigen Sedimente im Liegendteil deuten eine kräftigere klastische Schüttung an als die Tone im Hangendteil.

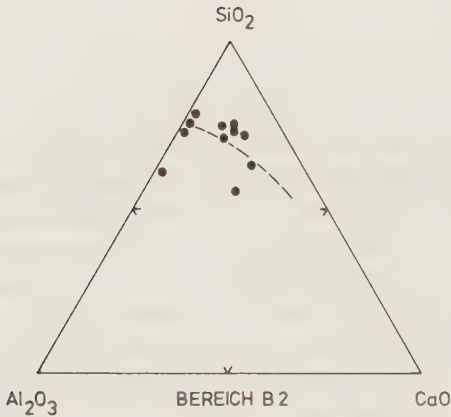


Abb.36: Der starke klastische Einschlag des Bereiches B2 zeigt sich im SiO_2 - Al_2O_3 - CaO - Diagramm, wo die darstellenden Punkte SiO_2 - und Al_2O_3 -reiche Proben anzeigen.

B3

Der Bereich B3 zeigt im Dreiecksdiagramm SiO_2 - Al_2O_3 - CaO (Abb.37) eine Entwicklung von Kalkmergeln und hauptsächlich Kieselkalken mit Radiolariten im Liegenden über Tone zu sandigen Sedimenten im Hangenden. Entsprechend dieser Faziesänderung verhalten sich auch die Element/Al-Verhältnisse: zum Hangenden verringert sich der biogene Anteil im gleichen Maße wie der klastische ansteigt.

Die sandigen Sedimente zeigen wiederum ein großes 100 Ti/Al- und Zr/Al-Verhältnis und ein niedriges Fe/Ti-Verhältnis (sandige Sed.: 100 Ti/Al = 7,04; Fe/Ti = 7,50; Zr/Al = 38
Tone: 100 Ti/Al = 5,66; Fe/Ti = 9,16; Zr/Al = 15,5).

B3 wird im Liegenden von Dolomitschürflingen begrenzt, im Hangenden läßt das Aufeinandertreffen von sandigen Sedimenten mit Fe-Mn-Sedimenten eines spreading center's einen tektonischen Kontakt vermuten.

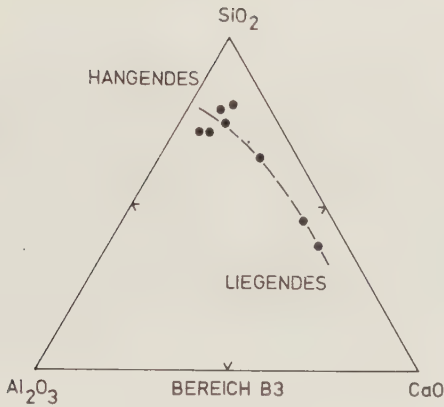


Abb.37: Die fazielle Entwicklung im Bereich B3 geht von Kieselkalken im Liegenden zu Tonen bzw. sandigen Tonen im Hangenden über.

B4

Diese Fe-Mn-Sedimente werden deshalb dem Bereich B4 zugeordnet, der in seiner Sedimentfolge ein verwirrendes Bild bietet. Nach oben hin folgen nämlich Radiolarite, sandige Sedimente, Tone, Grüngesteine, Dolomite, Tone, Radiolarite, Kalkmergel, Fe-Mn-Sedimente eines spreading center's, Sande und schließlich Kalkmergel. Da dieser Abschnitt zudem in einem tektonisch stark beanspruchten Gebiet liegt (LOTTNER 1979, STEINBERG, in Vorbereitung), erklärt sich dieses regellose Nebeneinander verschiedenster Sedimente am ehesten durch eine intensive Verschuppung.

B5

Die Abgrenzung zu B5 erfolgte auf Grund der lithologischen Änderung von Kalkglimmerschiefern zu Quarzmarmoren, die geochemisch in den Element/Al-Verhältnissen und den dazugehörigen Regressionsgeraden von B5 zum Ausdruck kommt. Diese Abfolge setzt nämlich mit Kieselkalken ein, darauf folgen sandige Sedimente und Tone (Abb.38). Dieses plötzliche Auftreten klastischer Sedimente kann durch eine erneute Verschuppung erklärt werden, für die es aber keine weiteren Hinweise gibt. Der schnelle Fazieswechsel könnte auch auf eine Sedimentationsunterbrechung hinweisen. Während der Zeitdauer dieser Sedimentationslücke wanderte B5 durch sea-floor spreading weiter auf den Kontinentalrand zu und als die Sedimentation wieder einsetzte, wurde bereits terrigenes Material abgelagert.

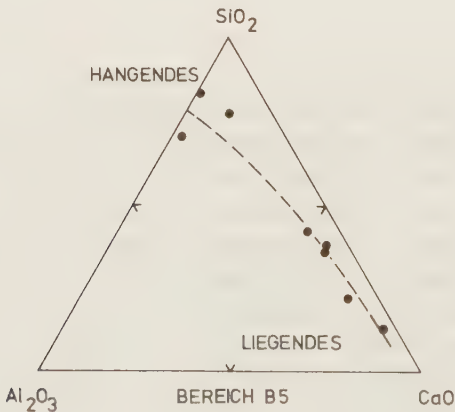


Abb.38: Der sehr kalkreichen Entwicklung im Liegendteil steht die klastische Ausbildung im Hangenteil gegenüber.

Bereich C

Der tektonische Kontakt zum Bereich C ist durch Dolomitschürflinge und einen Serpentinittkörper deutlich markiert. Dieser Abschnitt ist - abgesehen von der basaltischen Basis - offensichtlich am besten erhalten geblieben und zeigt so eine kontinuierliche Faziesentwicklung von Fe-Mn-Sedimenten eines spreading center's über Kieselkalke mit Radiolariten, Mergel und Tone hin zu klastischen Kontinentalrandsedimenten (Abb.39).

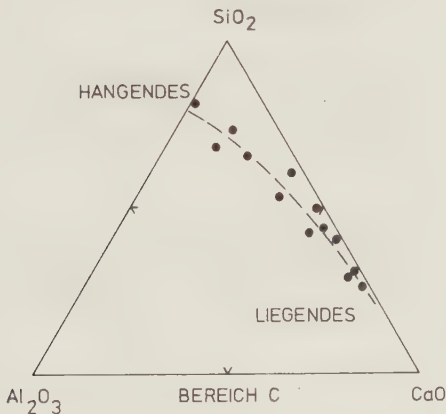


Abb.39: Die darstellenden Punkte spiegeln die Entwicklung von biogenen zu klastischen Sedimenten wider.

Bereich D

Eine bemerkenswerte Stufe im Verlauf der Element/Al-Verhältnisse kennzeichnet den Beginn von Bereich D. Dieser

setzt ein mit einer Gröngesteinslage und mit Fe-Mn-Sedimenten eines spreading center's, mit Kieselkalken und Kalkmergeln, die schließlich in Tone übergehen (Abb.40).

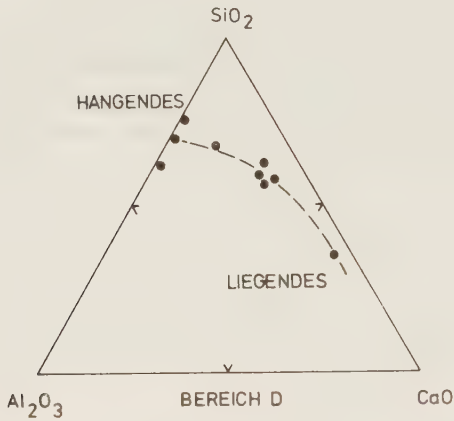


Abb.40: Im Bereich D zeigt sich dieselbe Faziesentwicklung wie in den nördlichen Schuppen: auf Kieselkalke folgen Mergel, die in Tone bzw. sandige Tone übergehen.

8. Wassertiefe

Der Übergang der kalkig-kieseligen Sedimente in Mergel und Tone steht in engem Zusammenhang mit der zunehmenden Wassertiefe des Ablagerungsraumes und mit dem Auftreten der CCD. Die Wassertiefe wiederum findet ihren Niederschlag in den Spurenelementgehalten der Sedimente. Tiefes abyssisches Ozeanwasser enthält nämlich nach COOK (1974) mehr Spurenelemente als flacheres Wasser. Die Sedimente können diese Kationen adsorbieren und spiegeln so diesen Unterschied wider. Tiefseetone enthalten deshalb mehr Mo, Mn, Co, Cu, Pb, Ni und Zn als Flachseetone. Der Anreicherungs-faktor beträgt für Mo 9 und fällt bis Zn auf 1,4. Ebenso sind Fe und P in Tiefseetonen häufiger vertreten (WEDEPOHL 1960).

Vergleicht man die Spurenelementgehalte der Tauernfenstertone (Tab.33) mit Literaturangaben (Tab.34), so lassen sich für die einzelnen Bereiche Wassertiefen zwischen 2500 m und 3200 m angeben.

Bereich	100 Mn/Al	Ni/Al	Cu/Al	Zn/Al	Pb/Al	Wassertiefe
A	2,16	10	9	9	2	3000 m
B2	1,53	7	7	10	3	2500 m
B3, B4, B5	1,60	11	9	10	2	3000 m
C	2,48	11	3	16	2	3200 m
D	1,21	11	7	11	2	3000 m

Tab.33: Spurenelementgehalte der Glimmerschiefer der Glocknerdecke (normiert gegen Al).

Diese Angaben stimmen mit der Tatsache überein, daß keine pelagischen braunen Tone (s.S.103) auftreten, für

die Tiefen von 4282 m - 5981 m genannt werden (PIMM et al. 1971).

	100 Mn/Al	Ni/Al	Cu/Al	Zn/Al	Pb/Al	Wassertiefe
A	0,85	-	-	-	-	Flachsee
B	1,20	6,56	6,43	12,18	3,08	2165 m
C	4,11	8,53	21,01	20,06	3,32	4000 m
D	4,00	29,97	39,96	-	17,48	3460 - 6140 m
E	19,33	43,42	57,05	36,61	8,24	4282 - 5981 m

Tab.34: Zunahme der Spurenelementgehalte in Tonen in Abhängigkeit von der Wassertiefe (normiert gegen Al).

A) WEDEPOHL (1960);

B) CALVERT & BATCHELOR (1978), Schwarzes Meer;

C) COOK (1974), Indik;

D) EL WAKEEL & RILEY (1961), Atlantik, Pazifik, Indik, Mittelmeer;

E) LISITZIN et al. (1971), Pazifik.

Die geringen CaO-Gehalte der Glimmerschiefer der Glocknerdecke von 0,37 - 11,43% zeigen zudem die ungefähre Lage der CCD an, die von VAN ANDEL et al. (1977) bei einer CaO-Konzentration von 11% festgelegt wird. Die Glimmerschiefer müßten deshalb an oder knapp unter der CCD abgelagert worden sein. In dieser Hinsicht vergleichbare Verhältnisse herrschten im Flyschtrog, wo die CCD auf Grund lithologischer und paläontologischer Anzeichen in ca. 3500 m Tiefe erwartet wird (BUTT & HERM 1978).

9. Faziesentwicklung und sea-floor spreading

Die in Kap.7 beschriebenen Sedimentabfolgen der einzelnen Bereiche sind mit der Faziesentwicklung des Südatlantiks vergleichbar. Dort lösen sich vom offenen Meer zum Kontinent hin folgende Sedimente ab (VAN ANDEL et al. 1977):

Pelagische Lithofazies: biogene Nannofossilschlämme aus geringerer Tiefe,
biogene Kieselschlämme und Kieselschiefer mit Diatomeen und Radiolarien,
pelagischer, brauner Ton ¹⁾.

Überleitende Lithofazies: toniger Nannofossilschlamm, Mergel (Kalkmergel, Tonmergel, dazwischen Kalke).

Marginale Lithofazies: terrigene Tone und Sande, oft als Turbidite vom Kontinentalrand, schwarze Schiefer und anaerobe Sedimente ¹⁾.

1) Braune Tone und anaerobe Ablagerungen konnten nicht identifiziert werden. Spurenelementgehalte dieser Sedimente weichen erheblich von Tauernfenstertonen ab:

	Ni	Cu	Zn	Pb	Zr
A	272	391	174	66	-
B	163	326	-	51	141
C	126	163	194	15	71
D	180	163	391	14	-
E	111	69	130	24	172

Fortsetzung S.104

Diese Faziesänderungen stehen im Zusammenhang mit dem sea-floor spreading (s. Kap.6.3.1. und Kap.6.3.2.):

Die basaltische Basis wandert vom spreading center auf den Kontinent zu, wobei mit dem allmählichen Absinken des Ozeanbodens die oben genannten Faziesräume durchlaufen werden, bis zuletzt vom Kontinent her terrigene Sedimente geschüttet werden.

Abgesehen von schwarzen Schiefern und pelagischen, braunen Tonen treten in den einzelnen Bereichen des Arbeitsgebietes diesselben Sedimente wie im obigen Faziesschema auf:

Fe-Mn-reiche Sedimente im Liegenden gehen über in pelagische Kieselkalke, die in unterschiedlichen Positionen Radiolarite enthalten können. Es folgen Mergel und Tone, bis schließlich im Hangenden sandige Kontinentalrand-sedimente den Abschluß bilden.

Neben den Fe-Mn-Sedimenten deuten damit auch die darüber logenden Ablagerungen auf sea-floor spreading hin.

Fortsetzung der Fußnote von S.103:

- A) Brauner Ton (PIMM 1974), Indik, 5000 m Wassertiefe;
- B) Brauner Ton (PIMM et al. 1971), Pazifik, 4282 - 5981 m Wassertiefe;
- C) Schwarze Schiefer (MANHEIM 1974), Rotes Meer, 2000 m Wassertiefe;
- D) Schwarze Schiefer (LANGE et al. 1978), Atlantik, 4748 m Wassertiefe;
- E) Tone Tauernfenster.

10. Idealprofil

Aus diesem Vergleich mit der Faziesentwicklung im Südatlantik, den Informationen aus den einzelnen Schuppen, den Daten aus dem Kap.6.3.2. und den Faziesreihen von BOSTRÖM et al. (1969) und BOGDANOV et al. (1976) läßt sich ein Idealprofil entwickeln, das die wichtigsten Stationen auf dem Weg von einem spreading center zum Kontinentalrand beinhaltet.

Über der basaltischen Basis setzen kalkreiche Fe-Mn-Sedimente ein, die biogenes SiO_2 enthalten. Entsprechend dem sea-floor spreading nehmen die Fe-Mn-Konzentrationen ab, bis nach ungefähr 100 m Sedimentmächtigkeit normale, pelagische Nannofossilschlämme mit biogenem SiO_2 , zur Ablagerung gelangen. Im unteren Teil dieser kieseligen Kalke sind Radiolarite eingeschaltet. Die Mächtigkeit dieser kalkreichen Entwicklung erreicht maximal 400 m. Darüber treten Kalkmergel, Mergel, Tonmergel und Tone auf, die der überleitenden Lithofazies (VAN ANDEL et al. 1977) angehören (Mächtigkeit etwa 300 m). Den Abschluß bilden sandige Kontinentalrandsedimente, die vereinzelt kalkig-tonige Zwischenlagen enthalten können. Von diesem letzten Abschnitt sind noch maximal 200 m erhalten.

Einzelne Grüngesteinslagen sind ein Zeichen für die vulkanische Aktivität des penninischen Ozeans.

Dieses Idealprofil ist in den einzelnen Bereichen mehr oder weniger deutlich erhalten geblieben, primäre Abweichungen bei der Sedimentation oder Veränderungen durch tektonische Vorgänge führten natürlich zu gewissen Differenzierungen. So zeigt z. B. der Bereich B4 eine verwirrende Sedimentabfolge (s. S.97), während im Bereich C alle Faziesbildungen, die vom spreading center zum Kontinent hin durchlaufen wurden, erhalten geblieben sind (s. Beilage).

11. Versuch einer paläogeographischen Einordnung

Vergleicht man die Sedimentabfolgen der einzelnen Schuppen (B4 wurde wegen der intensiven Verschuppung und der dadurch bedingten untypischen Sedimentabfolge nicht berücksichtigt) mit den lithologischen Änderungen der Südatlantiksedimente (Abb.41), so können die Positionen ihrer Entwicklungslinien zwischen mittelozeanischem Rücken und Kontinent festgelegt werden.

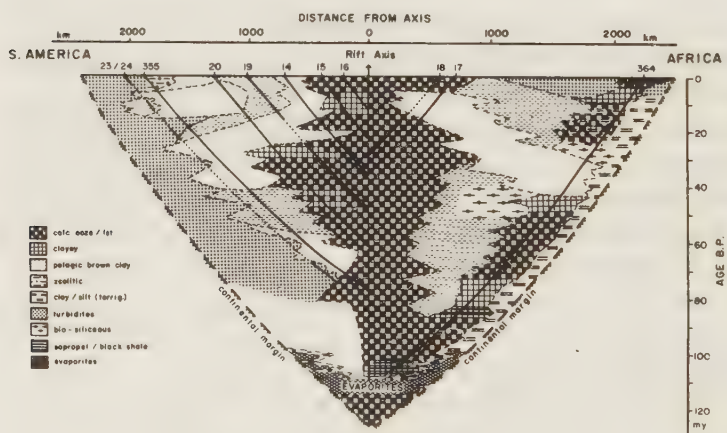


Abb.41: Lithologische Entwicklung der Südatlantiksedimente in Abhängigkeit vom Alter und der Entfernung vom Kamm des mittelatlantischen Rückens (VAN ANDEL et al. 1977).

In dieser Abbildung ist die Lithologie des Südatlantiks in Abhängigkeit vom Alter und der Entfernung vom Kamm des

mittelatlantischen Rückens dargestellt. Die durchgezogenen bzw. punktierten Linien bedeuten dabei Bohrungen, die die verschiedenen faziellen Entwicklungen durchlaufen. So beginnt z. B. die Bohrung 355 im Liegenden mit ca. 80 Mio. J. alten Kalken vom mittelatlantischen Rücken. Bei ca. 1000 km Entfernung vom Rücken liegen braune Tone mit einem Alter von ungefähr 40 Mio. J. vor, die im Hangenden bei einer Distanz von fast 2000 km zum Rücken und einem Alter von weniger als 10 Mio. J. in sandige Kontinentalrandsedimente übergehen.

Die Bereiche A, B3, B5, C und D zeigen Entwicklungen, die etwa dieser Bohrung 355 oder einer gedachten Entwicklungslinie zwischen den Bohrungen 17 und 364 entsprechen. Zu beachten ist dabei natürlich, daß, eingedenk der geringeren Wassertiefe des penninischen Ablagerungsraumes (Kap.8), die braunen Tone durch die in Kap.6.3.3.3. beschriebenen Tone ersetzt werden müssen.

B2 dagegen mit den sehr klastischen Sedimenten ist an den Kontinentalrand zu stellen, wo Kalke, tonige Kalke, Silte und Turbidite auftreten. Dadurch ergeben sich Schwierigkeiten mit der beschriebenen paläogeographischen Abfolge (Kap.7), in der der Bereich B2 in den Mittelteil, also entfernt vom Kontinent, eingeordnet wird:

Im Norden liegt der Bereich A mit der liegenden Prasinitserie am nächsten zum spreading center des penninischen Ablagerungsraumes. Zum südlichen Festland hin folgen die Bereiche B2, B3, (B4), B5, C und D.

Zur Klärung der paläogeographischen Abfolge, insbesondere der Lage von B2, bieten sich zwei Möglichkeiten an:

- A) Die Abfolge im Profil spiegelt nicht die paläogeographische Situation wider. Vielmehr muß B2 auf Grund der klastischen Entwicklung an den Kontinentalrand

gestellt werden, so daß die Reihung von Nord nach Süd lautet:

A, B3, (B4), B5, C, D, B2.

Daraus ergibt sich ein Ablagerungsraum mit einem spreading center (Ozeanbodenbasalte im Liegenden von A) und den nach Süden folgenden Sedimentstapeln A, B3, (B4), B5, C, D und B2.

Durch tektonische Vorgänge gelangt B2 in die heutige Position.

B) Die Reihung im Profil entspricht der paläogeographischen Situation. Die Abfolge von Nord nach Süd lautet:

A, B2, B3, (B4), B5, C, D.

Ebenso wie oben erfordert die klastische Fazies von B2 die Nähe eines Kontinents. Da Schüttungen aus dem Süden in erster Linie die Bereiche D, C, B5, (B4) und B3 beeinflussen und B2 nur abgeschwächt erreichen würden, muß das Herkunftsgebiet der klastischen Serien im Norden gesucht werden. Dort liegt der Bereich A, der ebenfalls eine geringere Landnähe zeigt als die sandigen Kontinentalrandsedimente vor allem im Liegendteil von B2.

Deshalb muß ein Liefergebiet in unmittelbarer Nähe von B2 gefordert werden. Hinweise darauf können die Dolomitschürflinge und Quarzite des Hauptschürflingshorizontes (Kap.7) sein, der die Basis von B2 bildet. Diese Gesteine des Hauptschürflingshorizontes können als Reste der Sedimentbedeckung einer Schwelle gedeutet werden, von der die klastischen Schüttungen erfolgten. Durch diese Schwelle würde die Abfolge der Bereiche A bis D in zwei Abschnitte aufgeteilt. Im Norden läge die mächtige Prasinitabfolge mit den überlagernden Sedimenten von A, im Süden die Sedimente von B2, B3, B4, B5, C und D. Hier ist ehemals vorhandener Ozeanboden nur noch durch geringmächtige Prasinitlagen und durch den Serpentinitt nördlich der Domenar Spitze vertreten (Kap.6.3.2.1.).

Da aber bei der Subduktion und der anschließenden Kollision des Nord- und Südkontinents durchaus größere tektonische Komplikationen zu erwarten sind, erscheint die Dislokation der Schuppe B2 von der paläogeographisch südlichsten Position in die jetzige Lage als wahrscheinlicher. Solche Vorgänge klingen bereits in der Schuppe B4 an, wo Gesteine aus den unterschiedlichsten Ablagerungsbereichen durch tektonische Ereignisse in engste Nachbarschaft gerieten (Kap.7).

Der Aufbau der übrigen Schuppen läßt keine weiteren tektonischen Verschiebungen nötig erscheinen, so daß für die Ableitung ihrer paläogeographischen Lage weiterhin das Modell der Deckenlehre gelten kann.

So wird für die folgenden Betrachtungen die paläogeographische Abfolge A zu Grunde gelegt:

Die mächtigen Prasinite im Liegenden von A (OFB, Kap.5) werden als Relikte eines spreading center's angesehen, auf die nach Süden die Sedimentstapel A, B3, (B4), B5, C, D und B2 (= Südteil des penninischen Ablagerungsraumes) folgten.

Nach Norden wird dieser Ablagerungsraum durch die Bündner Schiefer des Tauernfenster-Nordrandes ergänzt, die KÖHNE (1978) geochemisch bearbeitete ¹⁾.

1) Als Ausgangsgesteine der Bündner Schiefer des Tauernfenster-Nordrandes führt KÖHNE (1978) sandige Mergel, mergelig-sandige Tone, Orthoquarzite, Sandsteine, Subgrauwacken und Tuffite an, die einen Sedimentationsraum mit wechselnder Küstenentfernung und teilweise reduzierendem Milieu kennzeichnen. Tektonische Bewegungen verursachten gröber-klastische Schüttungen und stehen im Zusammenhang mit vulkanischen Ereignissen (Grünschiefer). Auf Grund der klastischen Merkmale dieser Gesteine werden die Tuxer Bündner Schiefer als Nordrandfazies der Glocknerdecke gedeutet.

Durch diese paläogeographische Einordnung der einzelnen Schuppen entfällt die unter B geforderte Schwelle. Die große laterale Erstreckung des entsprechenden Hauptschürflingshorizontes wird als Hinweis darauf gewertet, daß der Schuppenbau der Glocknerdecke nicht nur auf das Arbeitsgebiet begrenzt ist.

12. Relative zeitliche Einstufung und Sedimentationsdauer

Die zeitliche Einstufung der Glocknerdeckengesteine durch FRISCH (1976) orientiert sich an Faziesumschwüngen, die für die Nördlichen Kalkalpen aufgestellt wurden (Kap.6.1.). Solche sind auf jeden Fall auch in der Glocknerdecke vorhanden, aber sie müssen im Zusammenhang mit sea-floor spreading gesehen werden. Das bedeutet, daß entsprechende lithologische Änderungen verschiedener Sedimentstapel nicht zur selben Zeit erfolgten, sondern eine bestimmte Position zwischen spreading center und Kontinent widerspiegeln. Verfolgt man z. B. einen ersten Sedimentstapel auf seinem Weg vom spreading center zum Kontinent, so erreicht er in Abhängigkeit von der spreading rate, der Größe des Ozeans und der Sedimentationsrate nach einer bestimmten Zeit den Ort des Faziesumschlages von Kalken zu Tonen. Ein zweiter Sedimentstapel, der 10 Mio. J. später seinen Anfang am spreading center genommen hat, zeigt etwa die gleiche lithologische Entwicklung wie die erste Sedimentsäule. Aber er erreicht bei etwa gleichbleibenden Bedingungen die entsprechenden Fazieswenden eben rund 10 Mio. J. später. Daß sich die äußeren Bedingungen so ändern, daß die Fazieswechsel zur gleichen Zeit eintreten, ist äußerst unwahrscheinlich.

Basierend auf diesem Modell können Altersbeziehungen zwischen den Schuppen des Südteils des penninischen Ablagerungsraumes abgeleitet werden. Betrachtet man die mächtige Prasinitabfolge im Gebiet der Grabspitze als Relikt eines spreading center's, ergeben sich für die nach Süden folgenden Sedimentstapel auf Grund der paläogeographischen Reihenfolge und des Modells des sea-floor spreading folgende Altersbeziehungen:

Die Schuppe B2 enthält die ältesten Bildungen, darauf

folgen die Bereiche D, C, B5, (B4), B3, (B1) und A (Abb.42).

Eine Abschätzung der Sedimentationsdauer der einzelnen Bereiche muß von den Mächtigkeiten, den Sedimentationsraten und der spreading rate ausgehen. Zugrundelegen kann man dabei die Daten, die im Kap.6.3.2. und im Kap.10 ermittelt wurden:

Breite des vulkanisch beeinflussten Gebietes ab spreading center ungefähr 200 km,
Mächtigkeit der Fe-Mn-Sedimente ca. 100 m,
spreading rate ungefähr 2 cm/J..

Daraus ergibt sich ein Zeitraum von 10 Mio. J. für die Ablagerung der Fe-Mn-führenden Kalke am spreading center.

Ausgehend von diesen Daten, kann der Zeitraum für die Bildung der liegenden klastischen Sedimente von B2 abgeschätzt werden.

Wie im Kap.7 bereits erwähnt, zeigt die dort vorliegende Verzahnung der Kalke mit klastischem Material eine relativ geringe Breite des Ozeans und damit eine Ablagerung kurz nach der Öffnung desselben an. Die in den Kalken vorkommenden Fe-Mn-Sedimente weisen eine vulkanische Beeinflussung auf, die dem Übergang der Fe-Mn-Sedimente in normale pelagische Sedimente entspricht. Daraus ergibt sich für den Zeitpunkt der Bildung dieser Fe-Mn-Sedimente eine Entfernung von maximal 200 km vom spreading center (Kap.6.3.2.2.2.). Für diesen Weg benötigte der Sedimentstapel eine Zeit von 10 Mio. J. bei einer spreading rate von 2 cm/J.. In diesem Zeitraum wurden die unterlagernden klastischen Sedimente mit 300 m Mächtigkeit geschüttet und anschließend die Kalke abgelagert.

Verglichen mit den Fe-Mn-Sedimenten steigt die Ablagerungsrate klastischer Sedimente in Kontinentnähe um einen Faktor von 3 an. Diese Zunahme ist abhängig von Änderungen

der spreading rate ¹⁾, von der anwachsenden Schüttungsrate in Festlandnähe und von der Topographie des Kontinentalabhangs und der damit verbundenen Häufigkeit von Turbiditen. So steigt z. B. die Al-Ablagerungsrate von $2 \text{ mg/cm}^2 \times 1000 \text{ J.}$ am East Pacific Rise auf über $50 \text{ mg/cm}^2 \times 1000 \text{ J.}$ am Kontinentalrand (BOSTRÖM et al. 1973). Das bedeutet eine Erhöhung um den Faktor 25.

Im penninischen Ozean wird vermutlich nicht mit so einem großen Zuwachs zu rechnen sein, da die Verhältnisse doch deutlich vom East Pacific Rise abweichen. Dieser Unterschied zeigt sich schon in dem Verhältnis $100 (\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al}$, das für die Fe-Mn-Sedimente des East Pacific Rise zwischen 15 und 23 (BOSTRÖM et al. 1976) schwankt, während der Maximalwert für den penninischen Raum bei 3 liegt. Da offensichtlich schon am spreading center des Südteils des penninischen Ablagerungsraumes eine höhere Sedimentationsrate herrschte, kann sie zum Kontinent hin nicht in dem Maße zunehmen wie im Pazifik. Deshalb scheint ein durchschnittlicher Anstieg der Sedimentationsrate klastischer, kontinentalrandnaher Ablagerungen um den Faktor 3 vertretbar zu sein.

Überträgt man diese Daten auf die einzelnen Bereiche, so ergibt sich eine Sedimentationsdauer von ca. 20 Mio. J. für D bis ca. 40 Mio. J. für B3, die restlichen Bereiche liegen zwischen diesen Werten.

1) Mit zunehmendem Alter des Ozeans nimmt die spreading rate ab (VAN ANDEL et al. 1977).

13. Zusammenhänge zwischen sea-floor spreading, Faziesentwicklung und zeitlicher Einstufung

Die bisher gewonnenen Ergebnisse können in einem Schema dargestellt werden, das die lithologische Entwicklung des Südtails des penninischen Ablagerungsraumes der Glocknerdecke in Abhängigkeit vom sea-floor spreading darstellt (Abb.42). Den Rahmen bildet dabei die spreading rate, die von der Öffnung des Ozeans vor 190 Mio. J. (FROMM & PUCHER 1978) bis zum Einsetzen der Subduktion kontinuierlich abnimmt, so daß die größte Breite von ca. 1000 km in der unteren Kreide (vgl. FRISCH 1978) erreicht wird.

Die Lage der einzelnen Schuppen wird durch ihre paläogeographischen Beziehungen und ihr Alter kontrolliert. Dieses wird nach oben durch den Beginn der Subduktion in der Unterkreide (FRISCH 1978, ROEDER & BÖGEL 1978) begrenzt. Daraus ergibt sich, daß die Sedimentation im Süden spätestens in der Unterkreide endete, während sie im Norden länger andauern konnte.

Im einzelnen wurden die Bereiche A, B, C und D folgendermaßen in das Schema eingefügt:

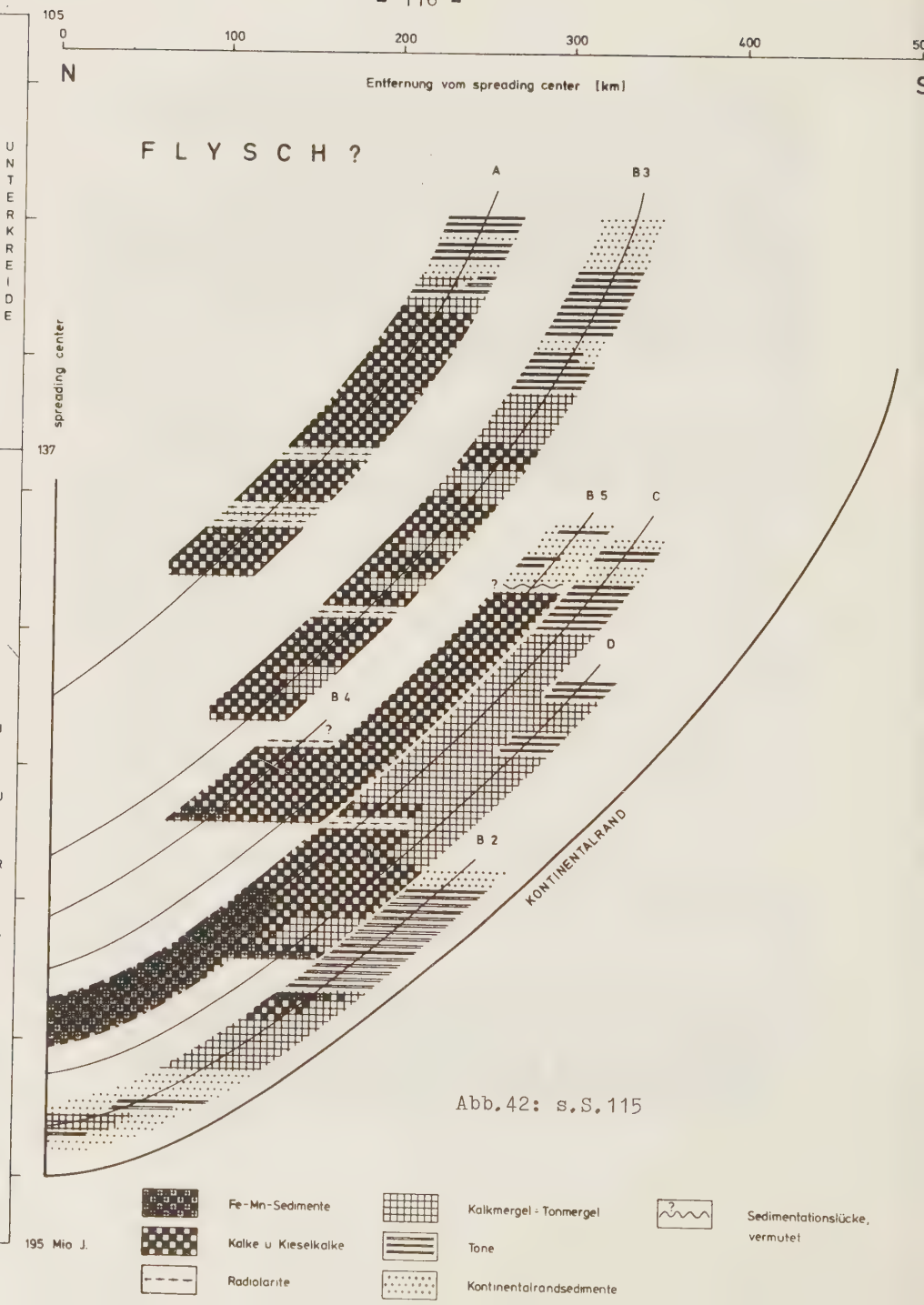
Südteil: B2 als vermutlich älteste Bildung repräsentiert den Zeitraum kurz nach der Öffnung des penninischen Ozeans. Darüber folgen die Bereiche D, C, B5, B4, B3 und A. Entsprechend der voranschreitenden Subduktion endet die Sedimentation in den südlichen Bereichen D, C und B5 vermutlich zu Beginn der Unterkreide, während die nördlichen Bereiche B3 und A bis ca. 120 Mio. J. hinaufreichen könnten.

Nordteil: In den Nordteil des Schemas (Abb.42) sollten die Bündner Schiefer des Tauernfenster-Nordrandes (KÖHNE 1978) eingeordnet werden (vgl. Fußnote S.109). Bedingt durch die mehr flächenhafte Probennahme, durch die intensive Verfaltung und durch keinerlei Hinweise

auf Schürflingshorizonte oder entsprechende Dolomitschürflinge konnte das vorliegende Analysenmaterial nicht in befriedigender Weise verarbeitet werden ¹⁾. So bleibt nur festzustellen, daß die hauptsächlich terrigänen Serien der Bündner Schiefer des Tauernfenster-Nordrandes entsprechend ihrer paläogeographischen Lage erst relativ spät von der Subduktion erreicht wurden und so die Sedimentation bis in die obere Unterkreide angedauert haben könnte.

-
- 1) Auswertungen kritischer Elementverhältnisse zeigen bei zwei Kalkproben die Merkmale von Fe-Mn-Sedimenten.

Abb.42 (s.S.116): Lithologische Entwicklung der Sedimente des Südtails des penninischen Ablagerungsraumes der Glocknerdecke in Abhängigkeit vom Alter und der Entfernung vom Kamm des spreading center's.



14. Geochemische Zusammenhänge zwischen Glocknerdeckengesteinen und Tonen des Rheno-Danubischen Flysch'

Nach DIETRICH & FRANZ (1976) repräsentiert der Rheno-Danubische Flysch den vordersten Teil eines accretionary wedge, der sich an der Stirn der Oberplatte befand und sich mit dieser nach Norden bewegte.

ANGENHEISTER et al. (1975) und FRISCH (1978) dagegen fordern für den Rheno-Danubischen Flysch einen schnellabsinkenden Nordpenninischen Trog, in dem sich der Flysch über früh- und mittelmesozoischen Flachwasserbildungen ablagert.

Ein Vergleich von Flyschtonen mit Glimmerschiefern aus den hangenden Abschnitten der einzelnen Schuppen der Glocknerdecke kann vielleicht weitere Hinweise auf die paläogeographische Lage des Rheno-Danubischen Flysch' liefern.

Die untersuchten Flyschproben wurden im Lainbachtal/Benediktbeuern aufgesammelt und umfassen folgende stratigraphische Einheiten:

Zementmergel-Serie, fz	Turon - Maastricht
Flysch-Gault, fg	höheres Apt - Alb
Tristelschichten, fk	Barrême (?) - Apt
(STEPHAN & HESSE 1966).	

Im AFM-Dreieck überdecken die Tone und sandigen Tone des Tauernfensters den gleichen Bereich zwischen Pelit- und Mergelfeld wie die Flyschproben (Abb.43 und 44). Die Trennung nach dem SiO_2 -Gehalt im Dreieck Si - Al - Fe hat zur Folge, daß die Flyschtone hier nur den sandigen Tonen entsprechen (Abb.45 und 46). Dies bestätigt sich auch in den Diagrammen SiO_2 - Al_2O_3 (Abb.47 und 48) und

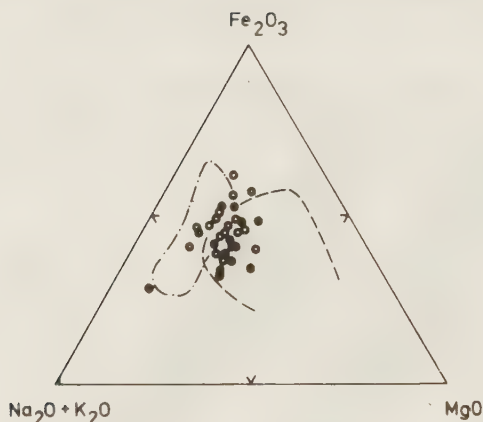


Abb. 43: Tone (o) und sandige Tone (●) des südwestlichen Tauernfensters bedecken den Überlappungsbereich zwischen Pelit- und Mergelfeld.

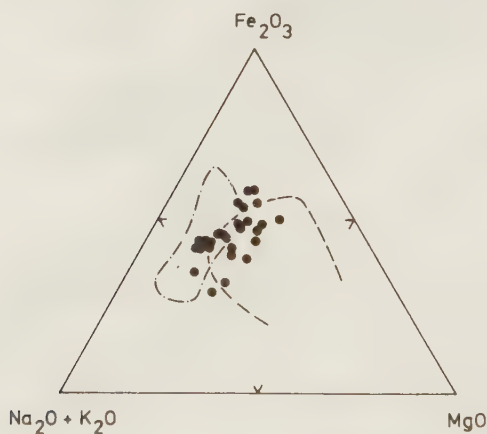


Abb. 44: Im AFM-Dreieck liegen die Proben des Rheno-Danubischen Flysch im Grenzbereich zwischen Pelit- und Mergelfeld.

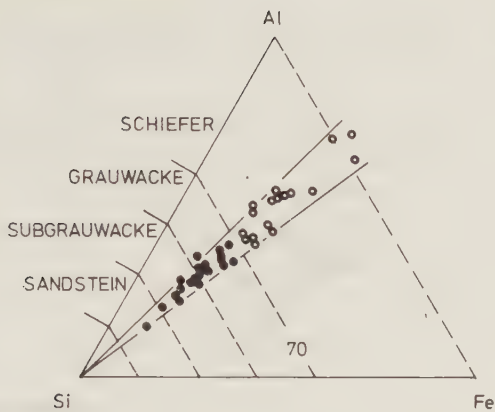


Abb. 45: Tone (o) und sandige Tone (●) des südwestlichen Tauernfensters im Si - Al - Fe - Diagramm.

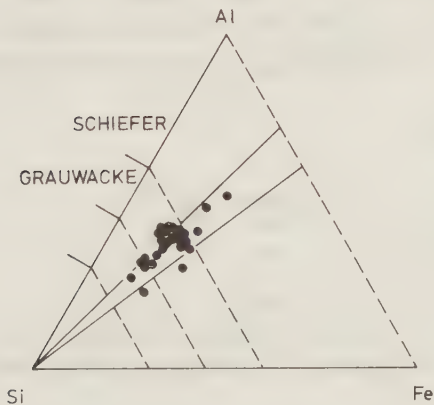


Abb. 46: Im Si - Al - Fe - Diagramm zeigen sich die relativ hohen SiO_2 -Gehalte der Flyschtone,

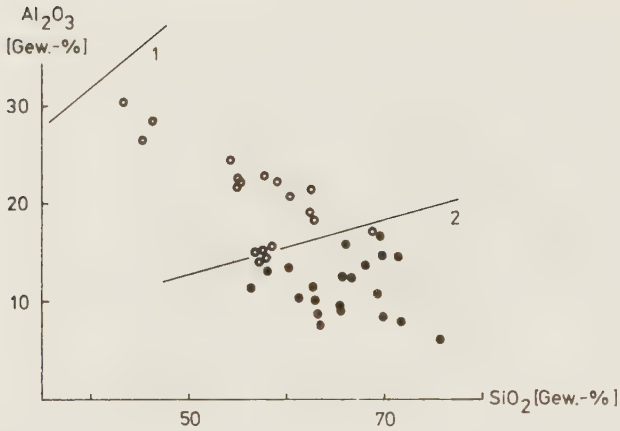


Abb.47: Tone (o) und sandige Tone (•) der Glocknerdecke im SiO_2 - Al_2O_3 - Diagramm.

- 1: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,24$ für kaolinitische Tone nach VIKULOV (1958) in RÖSLER & LANGE (1976)
- 2: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,86$ für montmorillonitische Tone nach VIKULOV (1958) in RÖSLER & LANGE (1976).

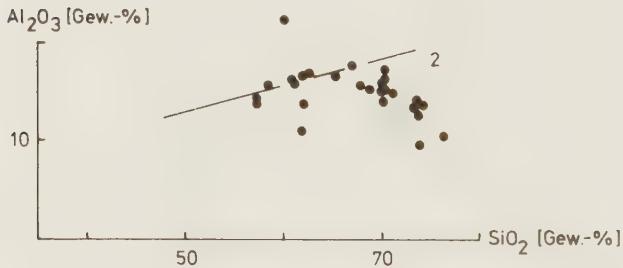


Abb.48: Die Flyschtone zeichnen sich durch SiO_2 -Überge-
wicht aus.

2: siehe Abb.47.

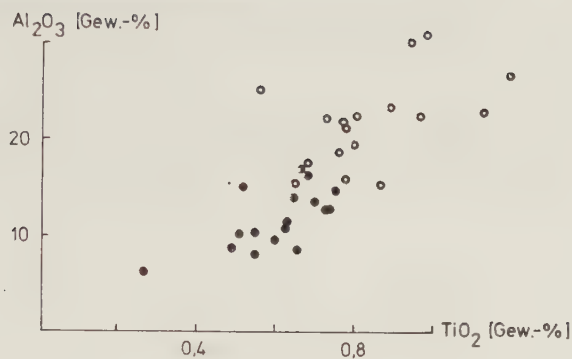


Abb.49: Im TiO_2 - Al_2O_3 - Diagramm zeigen die sandigen Tone (●) geringere Ti- bzw. Al-Gehalte als die Tone (Glocknerdecke).

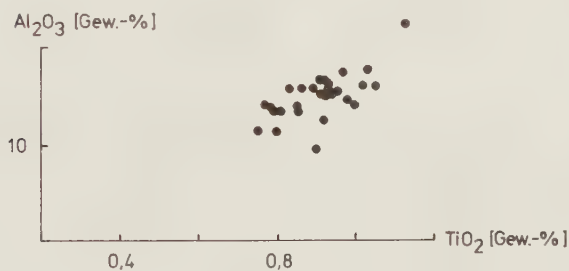


Abb.50: TiO_2 - Al_2O_3 - Diagramm:
Die Flyschtone zeigen Al-Gehalte zwischen 10 und 20% und Ti-Konzentrationen zwischen 0,5 und 0,9%.

TiO_2 - Al_2O_3 (Abb.49 und 50), wo die Tone des Tauernfensters in ihren Al_2O_3 -, TiO_2 - und SiO_2 -Gehalten abweichen, während die sandigen Tone ähnlich wie die Flyschtone verteilt sind.

Auch in den restlichen Hauptelement- und Spurenelementkonzentrationen zeigt sich weitgehende Übereinstimmung (Tab.35). Abweichungen bestehen nur für Mn, Cu und Zr.

	A	B
SiO_2	66,17	67,30
TiO_2	0,62	0,69
Al_2O_3	11,68	14,92
Fe_2O_3	4,55	4,47
MnO	0,11	0,03
MgO	3,06	2,30
CaO	9,20	5,34
Na_2O	1,80	0,53
K_2O	2,27	3,23
P_2O_5	0,17	0,22
Ni	75	68
Cu	39	80
Zn	63	51
Ga	16	21
Pb	20	20
Rb	108	131
Sr	269	179
Y	36	31
Zr	186	130

Tab.35: Durchschnittschemismus sandiger Tone der Glocknerdecke (A, n = 19) und der Flyschtone des Lainbachtals (B, n = 28).

Während die geringen Cu-Werte der sandigen Tone des Tauernfensters unter Umständen auf die Metamorphose zurückzuführen sind (Kap.4), können die abweichenden Mn- und Zr-Gehalte durch unterschiedlichen klastischen Einfluß verursacht werden. Mn kann in Verbindung mit Fe den Anteil terrigenen Schutts kennzeichnen. Nimmt dieser zu, steigt auch das Verhältnis Fe/Mn (BOGDANOV et al. 1976). Demzufolge standen die Flyschtone mit einem Quotienten Fe/Mn = 160 gegenüber 35 für die sandigen Tone der Glocknerdecke unter größerer klastischer Beeinflussung. Das verdeutlicht sich vor allem in der Wechsellagerung der Flyschtone mit klastischen Hartbänken (Sandkalke, Kalksandsteine, Quarzgrauwacken, Siltkalke, STEPHAN & HESSE 1966).

Im Gegensatz dazu scheint der Zr-Gehalt zu stehen, der in den sandigen Tonen 186 ppm, in den Flyschtonen nur 130 ppm erreicht (Tab.36).

	A	B	C	D	E
Zr/Al	16,5	20,3	82,4	16,0	30,0

Tab.36: Zr-Gehalt verschiedener Sedimente, normiert gegen Al.

- A) Ton: GOLDBERG & ARRHENIUS (1958); EL WAKEEL & RILEY (1961); TUREKIAN & WEDEPOHL (1961); VINOGRADOV (1967) in MANHEIM (1974); LISITZIN et al. (1971), Pazifik, 4282 - 5981 m Wassertiefe; DONNELLY & WALLACE (1976), Antarktik, 5000 - 5026 m Wassertiefe; CAVERT & BATCHELOR (1978), Schwarzes Meer, 2165 m Wassertiefe;
- B) terrigene Sedimente: EL WAKEEL & RILEY (1961); BOSTRÖM et al. (1976), Pazifik, 4296 - 4827 m Wassertiefe;
- C) Sandstein: TUREKIAN & WEDEPOHL (1961);
- D) Flyschtone;
- E) sandige Tone des Tauernfensters.

Dieses Defizit in den Flyschtonen kann damit zusammenhängen, daß sich im Flysch Zr in erster Linie als Schwermineral in den gröberklastischen Hartbänken ablagerte ¹⁾ oder daß sich die Änderung des mittleren Gehalts des Minerals Zirkon mit der Entfernung vom Ursprungsort auswirkte (Abb.51).

Letzteres würde bedeuten, daß die Flyschtone etwa das Minimum der Zirkonverteilungskurve und die geringere

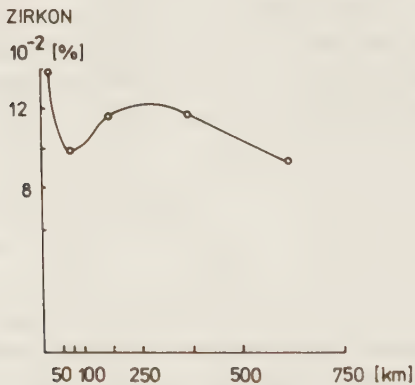


Abb.51: Änderung des mittleren Gehaltes von Zr mit der Entfernung vom Ursprungspunkt (in Sanden der Russischen Tafel, RONOVIČ et al., 1963, in RÖSLER & LANGE 1976).

1) In Grauwackenbänken des Flysch-Gault treten lagenweise Schwermineralbänder auf, die hauptsächlich klastischen Pyrit und auch Zirkon und Turmalin enthalten (STEPHAN & HESSE 1966).

Entfernung, die sandigen Tone das nachfolgende Maximum und die größere Entfernung vom Ursprungsort darstellten. Diese abweichenden Distanzen zwischen Flysch- bzw. Tauernstertonen und ihrem Herkunftsort werden durch die klastischen Hartbänke ¹⁾ im Flysch bestätigt.

Somit ergeben sich aus diesem Vergleich keine grundlegenden Unterschiede zwischen den sandigen Tonen der Glocknerdecke und den Tonen des Rheno-Danubischen Flysch'. Eine Ablagerung im selben Trog muß daher nicht ausgeschlossen werden. Vielmehr lassen es die ähnlichen klastischen Merkmale (Abb.45 bis 50) und die angedeuteten Übergänge (Abb.51) möglich erscheinen, den Rheno-Danubischen Flysch als stratigraphische Fortsetzung der penninischen Sedimente anzusehen und beide Einheiten aus einem einzigen penninischen Ablagerungsraum zu beziehen (Abb.42). Durch die einsetzende Subduktion wurden diese hangendsten Flyschsedimente des penninischen Troges durch die heranrückende Oberplatte abgeschürft und nach Norden verfrachtet.

Der Deutung des Rheno-Danubischen Flysch als vorderstem Teil eines accretionary wedge vor der Stirn der Oberplatte nach DIETRICH & FRANZ (1976) wird deshalb der Vorzug gegeben.

1) Grauwackenbänke des Flysch-Gault enthalten "mäßig gerundete" bis "noch eckige" Quarze, Sedimentfragmente und nicht aufbereitetes Kristallinmaterial (STEPHAN & HESSE 1966), woraus auf geringe Transportweite geschlossen werden kann.

Literaturverzeichnis

- ABRAHAM, K., HÖRMANN, P.K. & RAITH, M.: Progressive Metamorphism of Basic Rocks from the Southern Hohe Tauern Area, Tyrol (Austria). - N. Jb. Miner. Abh., 122, 1 - 35, 1974.
- ACKERMAND, D. & MORTEANI, G.: Kontinuierlicher und diskontinuierlicher Zonarbau in den Granaten der penn. Gesteine d. Zillertaler Alpen (Tirol/Österreich). - Tscherma's miner. petrogr. Mitt., (3), 23, 117 - 136, Wien 1976.
- AMPFERER, O.: Gedanken über das Bewegungsbild des atlantischen Raumes. - Sitzber. Akad. Wiss., Wien, math.-nat. Kl. Abt.I, 150: 19 - 35, Wien 1941.
- ANDEL, VAN, T.H., THIEDE, J., SCLATER, J.G. & HAY, W.W.: Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. - Journ. Geol. 85, 6, 1977.
- ANGENHEISTER, A., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148/1, 50 - 137, Stuttgart 1975.
- BADER et al. 1970 in EMEL'YANOV et al. 1977.
- BENDER, M., BROECKER, W., GORNITZ, V., MIDDEL, V., KAY, R., SUN, S. & BISCHAYE, P.: Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise. - EAPSL 12, 1971.
- BICKLE, M.J. & PEARCE, J.A.: Oceanic Mafic Rocks in the Eastern Alps. - 1974.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. - Ott Verlag Thun, 1976.
- BOGDANOV, Yu.A., LISITZIN, A.P., LUKASHIN, V.N., GORDEEV, V.V., ZVERINSKAYA, I.B., ZELJDINA, B.B., KUZINOV, A.D., ZHIVAGO, V.N. & SHIRSHOV, P.P.: Chemical composition of sediments. - DSDP XXXV, 1976.
- BORCH, VON DER, C.C. & REX, R.W.: Amorphous iron oxide precipitates in sediments cored during Leg 5, DSDP, 1970.

- BORCH, VON DER, C.C., NESTEROFF, W.D. & GALEHOUSE, J.S.:
Iron rich sediments cored during Leg VIII of the
Deep Sea Drilling Project. - DSDP, VIII, 1971.
- BOSTRÖM, K. & PETERSON, M.N.A.: Precipitates from hydro-
thermal exhalations on the East Pacific Rise. -
Econ. Geol. 61, 1966.
- BOSTRÖM, K. & PETERSON, M.N.A.: The origin of aluminium-
-poor ferromanganoan sediments in areas of high
heat flow on the East Pacific Rise. - Marine
Geol. 7, 1969.
- BOSTRÖM, K., PETERSON, M.N.A., JOENSUU, O. & FISHER, D.E.:
Aluminium-poor ferromanganoan sediments on active
oceanic ridges. - J. Geophys. Res., 74, 12, 1969.
- BOSTRÖM, K.: Submarine volcanism as a source for iron. -
Earth Planet. Sci. Lett., 9, 1970.
- BOSTRÖM, K., JOENSUU, O., VALDÉS, S. & RIERA, M.: Geochemical
history of South Atlantic Ocean sediments since
Late Cretaceous. - Mar. Geol., 12, 1972a.
- BOSTRÖM, K., KRAEMER, T. & GARTNER, S.: Provenance and
accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe,
Mn, Cu, Ni und Co in pacific pelagic sediments. -
Chem. Geol. 11, 1973.
- BOSTRÖM, K., JOENSUU, O. & BROM, I.: Plankton: Its chemical
composition and its significance as a source of
pelagic sediments. - Chem. Geol. 14, 1974b.
- BOSTRÖM, K., JOENSUU, O., VALDÉS, S., CHARM, W. & GIACCUM, R.:
Geochemistry and origin of East Pacific sediments
sampled during DSDP Leg 34. - DSDP XXXIV, 1976.
- BRAUN, G. & RAASE, P.: Alpidische Metamorphose und tektoni-
sches Gefüge im Bereich der westlichen Hohen
Tauern. - DFG-Forschungsbericht, 1975.
- BROWN, P.E.: Major element composition of the Loch Coire
Migmatite Complex, Sutherland, Scotland. - Contr.
Mineral. Petrol., 14, 1 - 26, Berlin 1967.

- BUTT, A. & HERM, D.: Paleo-oceanographic aspects of the upper cretaceous geosynclinal sediments of the eastern Alps. - Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report No. 38, 1978.
- CALVERT, S.E. & BATCHELOR, C.H.: Major and minor element geochemistry of sediments from hole 379A, Leg 42B, DSDP. - DSDP XLII, 1978.
- CANN, J.R.: Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. - 1970.
- CLIFF, R., NORRIS, R., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C.: Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. - Jb. geol. B. - A. 114, 121 - 272, Wien 1971.
- COLEMAN, R.G., LEE, D.E., BEATTY, L.B. & BRANNOCK, W.W.: Eclogites and eclogites: their differences and similarities. - Geol. Soc. Amer. Bull. 76, 483 - 508, 1965.
- COOK, P.J.: Major and trace element geochemistry of sediments from DSDP XXVII, Leg 27, 259 - 263, Eastern Indian Ocean, 1974.
- CORLISS, 1970 in CRONAN, 1973.
- CORRENS, C.W.: Einführung in die Mineralogie. - Springer, Berlin, 1968.
- CRONAN, D.S., ANDEL, VAN, T.H., DINKLEMAN, M.G., BENNETT, R.H., BUKRY, D., CHARLESTON, S., KANEPS, A., RODOLFO, K.S. & YEATS, R.S.: Iron-rich basal sediments from the eastern equatorial Pacific: Leg 16, DSDP. - Science, 175, 1972.
- CRONAN, D.S.: Basal ferruginous sediments cored during Leg 16, DSDP. - DSDP XVI, 1973.
- CRONAN, D.S.: Manganese nodules in sediments cored during Leg 16, DSDP. - DSDP XVI, 1973.

- DAL-PIAZ, G.V., HUNZIKER, J.C. & MARTINOTTI, G.: La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. - Mem. Soc. Geol. It., 11, 1972.
- DERKMANN, K.J.: Geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen an Kiesvorkommen in den Metabasiten der Oberen Tauern-Schieferhülle. - Diss., L.-M.-Univ., München 1976.
- DIEHL, E.: Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone der Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). - Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 18, 1938.
- DIETRICH, V.J. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell. - Geol. Rdsch., 1976.
- DONNELLY, T.W. & WALLACE, J.L.: Major- and minor-element chemistry of Antarctic clay-rich sediments: Sites 322, 323 and 325, DSDP Leg 35. - DSDP XXXV, 1976.
- DREVER, J.I.: Chemical and mineralogical studies, Site 323. - DSDP XXXV, 1976.
- DYMOND, J., CORLISS, J.B. & STILLINGER, R.: Chemical composition and metal accumulation rates of metaliferous sediments from sites 319, 320 and 321. - DSDP XXXIV, 1976.
- EL WAKEEL, S.K. & RILEY, I.P.: Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. - Geochem. Cosmochim. A. 25, 1961.
- EMELYANOV, E.M., 1975 in EMELYANOV & SHIRSHOV, 1977.
- EMELYANOV, E.M. & SHIRSHOV, P.P.: Geochemistry of sediments in the Western Central Atlantic, DSDP Leg 39. - DSDP XXXIX, 1977.
- ENGEL, A.E.J., ENGEL, C.G. & HAVENS, R.G.: Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. - Bull. Geol. Soc. Amer., 76, 7, 1965.

- ERNST, W.G.: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. - Bull. geol. Soc. Amer., 84, 1973a.
- FLOYD, P.A. & WICHESTER, J.A.: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. - EAPSL, 27, 1975.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A.: Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. - Chem. Geol. 21, 1978.
- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe. - Wissensch. Alpenvereinsh., 21, 95 - 111, München 1969.
- FRANK, W.: Jahresbericht 1975 über Mineralseparation und Geochronologie. - Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, 3, 16 - 18, Wien 1976.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. - Jb. Geol. B. - A. Wien, 101, 323 - 472, Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit bes. Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). - Der Aufschluß, Sonderh. 15, 30 - 58, 1966.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penn. Raumes im westl. Tauernfenster (Gebiet Brenner - Gerlospaß). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67, 9 - 20, Wien 1974.
- FRISCH, W.: Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westl. Tuxer Hauptkamm, Tirol). - Verh. Geol. B. - A. Wien, Jg. 74, Wien 1975.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke in den westlichen Hohen Tauern. - Geol. Tiefbau der Ostalpen, 3. Bericht, Wien 1976.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. - Geol. Rundsch. 65, 1976.

- FRISCH, W.: A Plate Tectonics Model of the Eastern Alps. - Inter-Union Commission of Geodynamics Scientific Report No. 38, 1978.
- FRÖHLICH, F.: Beitrag zur Geochemie des Chrms. - Geochim. Cosmochim. Acta, 20, 215 - 240, 1960.
- FROMM, K. & PUCHER, R.: A palaeomagnetic guide for the Drift of the African and European plates. - Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. 38, 1978.
- GANSSEER, A.: Orogene Entwicklung in den Anden, im Himalaya und in den Alpen, ein Vergleich. - Ecl. geol. Helv., 66, 1973.
- GERMANN, K.: Vulkanism and Mangaese Ore Deposition in the Liassic of the Northern Calcareous Alps. - Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. 38, 1978.
- GOLDBERG, E.D. & ARRHENIUS, G.O.S.: Chemistry of Pacific pelagic sediments. - Geochim. Cosmochim. A. 13, 1958.
- GREEN, H.W.: A CO₂ charged asthenosphere. - Nature, Phys. Sci., 238, 1972.
- HAWKESWORTH, C.J., WATERS, D.J. & BICKLE, M.J.: Plate tectonics in the Eastern Alps. - Earth planet. Sci. Lett., 24, 405 - 413, Amsterdam, 1975.
- HEIRTZLER, J.R., DICKSON, G.O., HERRON, E.M., PITMAN, W.C. III & PICHON, X.: Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motion of the ocean floor and continents. - J. Geophys. Res. 73, 1968.
- HIRST, D.M.: The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria I. - Geochim. Cosmochim. Acta, 26, 1962.
- HÖCK, V.: Lawsonitpseudomorphosen in den Knotenschiefern der Glocknergruppe (Salzburg - Kärnten, Österreich). - Der Karinthin, 71, 110 - 119, Knappenberg, 1974c.

- HÖCK, V.: Die Bedeutung der basischen Metavulkanite für Metamorphose und Baugeschichte der mittleren Hohen Tauern. - Geol. Tiefbau d. Ostalpen, 3. Bericht, 26 - 35, Wien 1976.
- HORNINGER, G.: Manganminerale vom Moserboden bei Kaprun. - Tscherm. Min. Petr. Mitt., III. F., 5, 48 - 69, Wien 1954.
- HUCKENHOLZ, H.G.: Der gegenwärtige Stand der Sandsteinklassifikation. - Fortschr. Mineral., 40, Stuttgart 1963.
- JAKES, P. & WHITE, A.J.R.: Major and Trace Element Abundances in Volcanic Rocks of Orogenic Areas. - Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 29 - 40, 1972.
- JENKINS, H.C. & HARDY, R.G.: Basal iron-titanium-rich sediments from hole 315 A (Line Islands, Central Pacific). - DSDP XXXIII, 1976.
- KLEBELSBERG, R.V.: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). - Z. dt. geol. Ges., 92, 582 - 586, Berlin 1940.
- KLEMM, D.D., LAMMERER, B. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Geodynamics of the Western Tauern Window. - Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. 38, Stuttgart 1978.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. - Wien 1955.
- KÖHNE, F.-P.: Zur Geochemie der Bündner Schiefer (Penninikum) im Tuxer Tal, Tirol. - Dissertation, Münster 1978.
- KRAUSKOPF, K.B.: Introduction of geochemistry. - New York 1967.
- KURZWEIL, H.: Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. - Tscherm. miner. petrogr. Mitt., 20, 169 - 215, Wien 1973.
- LANGE, J., WEDEPOHL, K.H., HEINRICHS, H. & GOHN, E.: Notes about the specific Chemical composition of "black shales" from site 367 (Leg 41). - DSDP XLI, 1978.

- LAPADU-HARGUES, P.: A propos des massifs d'amphibolite
dulimousin et de la Haute Vienne (Massif Central
français). - C. R. Somm. seances Soc. geol.
France, 10 - 11, Paris 1959.
- LEAKE, B.E.: The chemical distinction between ortho- and
paraamphibolites. - J. Petrol., 5, 82 - 133,
Oxford 1964.
- LISITZIN, A.P., SEROVA, V.V., ZVERINSKAYA, I.B., KUASHIN, V.,
GORBUNOVA, Z.N., GORDEEV, V.V., ZHURENSKO, V.V.,
PCHELINTSEV, A.M., BELYAEV, J.I., POPOV, N.I.,
SHISHKINA, O.V., MOROZOV, N.M., JOUSE, A.P.,
KOZLOVA, O.G., MUKHINA, V.V., KHODKEVICH, Y.N. &
PLYUSNINA, I.I.: Geochemical, mineralogical and
paleontological studies. - Initial Report DSDP,
VI, 1971.
- LOTTNER, U.: Unveröffentlichte Diplomarbeit, L.-M.-U.,
München 1979.
- LOESCHKE, J.: Zur Geochemie von Paläovulkaniten und ihrer
Bedeutung für die Geodynamik. - Clausth. Geol.
Abh., 30, 1979.
- LOESCHKE, J. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläo-
zoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken
(Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142,
115 - 138, Stuttgart 1973.
- MANHEIM, F.T.: Red Sea Geochemistry. - DSDP XXIII, 1974.
- MARCHIG, V. & VALLIER, T.L.: Geochemical studies of sedi-
ment and interstitial water. - 248 - 249, Leg 25,
DSDP XXV, 1974.
- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. -
Stuttgart (Schweizerbarth) 1967.
- MCDONALD, G.A. & KATSURA, T.: Chemical composition of
Hawaiian lavas. - J. Petrol., 5, 82 - 133,
Oxford 1964.
- MEHNERT 1961 in RÖSLER & LANGE 1976.

- MILLER, CH.: On the Metamorphism of the Eclogites and High-Grade Blueschists from the Penninic Terraine of the Tauern Window, Austria. - Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 54, 371 - 384, Zürich 1974.
- MILLER, CH.: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. - Tscherma's Min. Petr. Mitt., 24, 221 - 277, 1977.
- MISRA, S.N.: Chemical distinction of high-grade ortho- and para-metabasites. - Norsk Geol. Tidskr., 51, 311 - 316, Oslo 1971.
- MIYASHIRO, A.: Evolution of metamorphic belts. - J. Petrol., 2, Oxford 1961.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F. & EWING, M.: Diversity and origin of abyssal tholeiite from the midatlantic ridge near 24° and 30° north latitude. - Contr. Petr., 23, 1969.
- MIYASHIRO, A.: Classification, Characteristics, And Origin of Ophiolites. - J. Geol., 83, 1975.
- MOORE, B.R. & DENNEN, W.H.: A geochemical trend in Si - Al - Fe ratios and the classification of clastic sediment. - J. sediment. Petrol., 40, 1970.
- MORTEANI, G.: Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. - Fortschr. Miner., 52/1, Stuttgart 1974.
- MUTSCHENLECHNER, G.: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). - Mitt. geol. Ges. Wien, 48, 155 - 165, Wien 1956.
- NIGGLI, P.: Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrand des Gotthardmassivs. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, u. F., 36, Bern 1912.
- OLAVSSON 1960 in LISITZIN et al. 1971.
- OVENSHINE, A.T., WINKLER, G.R., ANDREWS, P.B. & GOSTIN, V.A.: Chemical analysis and minor element composition of leg 29 Basalts. - DSDP XXIX, 1975.

- OXBURGH, E.R.: Flake tectonics and continental collision. -
Nature, 239, 202 - 204, London 1972.
- OXBURGH, E.R. & TURCOTTE, D.: Thermal Gradients and Regional
Metamorphism in Overthrust Terrains with Spezial
Reference to the Eastern Alps. - Schweiz. miner.
petrol. Mitt., 54, 641 - 662, Zürich 1974.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R.: Ophiolite Origin investigated
by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. -
Earth Planet. Sci. Lett., 12, 339 - 349, 1971.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R.: Tectonic setting of basic volcanic
rocks determined using trace element analyses. -
Earth Planet. Sci. Lett. 19, 1973.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C.: The TiO_2 - K_2O -
 P_2O_5 diagram: a method of discriminating between
oceanic and non-oceanic basalts. - EAPSL, 24, 1975.
- PERRY, E.A., Jr., BECKLES, E.C. & NEWTON, R.M.: Chemical
and mineralogical studies, sites 322 and 325. -
DSDP XXXV, 1976.
- PETTIJOHN, F.J.: Chemical composition of sandstones - excluding
carbonate and volcanic sands. - In: Data of Geo-
chemistry. - USGS Prof. Pap., 1 - 19, Washington
1963.
- PIMM, A.C., GARRISON, R.E. & BOYCE, R.E.: Sedimentology
synthesis: Lithology, chemistry and physical
properties of sediments in the north western
Pacific Ocean. - DSDP VI, 1971.
- PIMM, A.C.: Mineralization and trace element variation in
deep-sea pelagic sediments of the Wharton Basin,
Indian Ocean. - Leg 22, 211 - 213, DSDP XXII, 1974.
- PIPER, D.Z.: Origin of metalliferous sediments from the
East Pacific Rise. - EAPSL 19, 1973.
- PLEHWE, E. v.: Unveröffentlichte Diplomarbeit. - L.-M.-U.,
München 1979.

- RAITH, M.: Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol, Österreich). - Verh. Geol. B.-A., Wien 1971.
- RAITH, M.: The Al - Fe(III) - epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the penninic series of the Tauern window, Austria. - Contr. Mineral. Petrol., 57, 1976.
- ROEDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. - Z. Dtsch. Geol. Ges., 127, 87, 1976.
- ROEDER, D. & BÖGEL, H.: Geodynamic Interpretation of the Alps. - Inter-Union Commission on Geodynamics. Scientific Report No. 38, 1978.
- RÖSLER, H.J. & LANGE, H.: Geochemische Tabellen. - Enke Verlag, Stuttgart 1976.
- RONOV et al. 1963 in RÖSLER & LANGE 1976.
- SANDER, B.: Geol. Studien am Westende der Hohen Tauern (1.Bericht). - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 82, Wien 1911.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (2.Bericht). - Jahrb. Geol. B. - A., 70, 273 - 296, Wien 1921.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. - Diss. Univ. Bern 1975.
- SAYLES, F.L. & BISCHOFF, J.L.: Ferromanganoan sediments in the equatorial East Pacific. - EAPSL 19, 1973.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66 - 67 (1973 - 1974), 165 - 193, Wien 1974.
- SCHMID, H.: Geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich der Kieslagerstätte Prettau, Ahrntal. - Diss., L.-M.-U., München 1973.

- SCHMIDT, K.: "Subfluenz" und "Subduktion" in den Alpen. - Z. dt. geol. Ges. 127, Hannover, 1976.
- SCHMIDT, K. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Geochemische und tektonische Untersuchungen in den Tananao shists der Central-Range (Taiwan). - Unveröffentlichter Abschlußbericht zum DFG-Forschungsvorhaben, SCHM. 173/26, 1977.
- SCHÖNLAUB, H., FRISCH, W. & FLAJY, G.: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Mn., 1974, 111 - 128, Stuttgart, 1975.
- SHAW, D.M.: Trace elements in pelitic rocks, Part II: Geochemical relations. - Bull. Geol. Soc. Amer., 65, 1954.
- SHAW, D.M.: Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements in some major units of the earth's crust. - Geol. Soc. Amer. Bull. 67, 1956.
- SIDERENKO et al., 1972 in RÖSLER & LANGE, 1976.
- SØRENSEN, H.: The Alkaline Rocks. - Wiley, London, 1974.
- STEINMANN, G.: Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? - Geol. Rdsch., 16, 435 - 468, Berlin, 1925.
- STEPHAN, W. & HESSE, R.: Erläuerungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:25000, Blatt Nr. 8236, Tegernsee. - Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 1966.
- SUMMERHAYES, C.P.: Geochemistry of continental margin sediments. - Chem. Geol. 10, 1972.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. - Bull. Soc. géol. France, IV. Sér., 3, 711 - 765, Paris, 1903.
- THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. Zwischenbericht und Diskussion über Arbeiten auf Blatt Lanersbach, Tirol. - Verh. Geol. B. - A., 1970, 230 - 244, Wien, 1970.

- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. - Jb. geol. B. - A., 117, 55 - 74, Wien, 1974.
- TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148/3, 286 - 319, Stuttgart, 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I. - Deuticke, Wien, 1977.
- TRÜMPY, R.: Stratigraphy in mountain belts. - Quart. J. geol. Soc. London, 126, 293 - 318, London, 1971.
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H.: Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. - Geol. Soc. Am. Bull. 72, 1961.
- TUREKIAN, R. & BERTINE, K.: Deposition of molybdenum and uranium along the major ocean ridge systems. - Nature, 229, 1970.
- VINOGRADOV, 1967 in MANHEIM, 1974.
- VIKULOV, 1958 in RÖSLER & LANGE, 1976.
- VOITKEVIČ et al., 1970 in RÖSLER & LANGE, 1976.
- WAGNER, B.: Unveröffentlichte Diplomarbeit. - L.-M.-U., München, 1976.
- WARNER, T.B. & GIESKES, J.M.: Iron-rich basal sediments from the Indian Ocean: Site 245, DSDP XXV, 1974.
- WEBER, J.N.: Trace element composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem. - Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1817 - 1868, London, 1964.
- WEDEPOHL, K.H.: Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. - Geochim. Cosmochim. A, 18, 1960.
- WEDEPOHL, K.H.: Die Untersuchung petrologischer Probleme mit geochemischen Methoden. - Fortschr. Mineral., 41, 99 - 121, 1963.

- WEDEPOHL, K.H.: The Contribution of chem. data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. - Fortschr. Miner. 52, 2, 141 - 172, 1975.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A.: Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. - Earth Planet. Sci. Lett. 28, 459 - 469, 1976.
- WINKLER, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. - Springer, Berlin, 1967.
- WOOD, D.A., GIBSON, I.L. & THOMPSON, R.N.: Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary Basalts of Eastern Iceland. - Contrib. Mineral. Petrol., 55, 1976.

Tabellenanhang

	Seite
Ozeanbodenbasalte	141
Within-plate Basalte	145
Liegendes von A	148
Bereich A	152
Bereich B1	156
Bereich B2	157
Bereich B3	160
Bereich B4	162
Bereich B5	165
Bereich C	167
Bereich D	170
Quarzite der Schürflingshorizonte	172
Dolomite und Rauhwacken	173
Sedimente mit pyroklastischem Einfluß	174
Fe-Mn-Sedimente außerhalb des Arbeitsgebietes	175
Proben des Rheno-Danubischen Flysch', Lainbach- tal, Benediktbeuern	176

Abkürzungen:

OFB	Ozeanbodenbasalte	M	Kalk- bis Tonmergel
WPB	within-plate Basalte	T	Tone
$\frac{K}{+}$	Fe-Mn-Sedimente	st	sandige Tone
K	Kalke und Kieselkalke	S	Kontinentalrandsedimente
R	Radiolarite		

S.G.V. Summe Glühverlust

Analysedaten vom Atomabsorptionsspektrometer (AAS) wurden von
W. LINDENTHAL zur Verfügung gestellt.

O z e a n b o d e n b a s a l t e

Liegendes von A (von Norden nach Süden)

SiO ₂	52,37	49,30	49,80	47,54	48,00
TiO ₂	1,52	1,73	1,59	1,36	1,50
Al ₂ O ₃	14,36	15,77	16,49	16,06	14,92
Fe ₂ O ₃	9,20	10,51	10,00	9,69	10,61
MnO	0,13	0,16	0,14	0,14	0,15
MgO	7,27	7,47	6,78	5,08	7,07
CaO	8,59	10,93	12,33	16,90	13,78
Na ₂ O	4,48	3,09	1,55	2,16	2,81
K ₂ O	0,21	0,20	0,17	0,21	0,20
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,23	0,19	0,10
Sum	98,30	99,33	99,08	99,33	99,23
S.G.V.	1,33	1,24	1,73	3,89	0,72
V	155	185	230	94	125
Cr	235	200	115	285	280
Ni	135	110	93	120	135
Cu	61	75	40	54	37
Zn	67	83	67	45	64
Ga	12	18	15	17	15
Pb	9	13	13	7	9
Rb	25	24	22	23	22
Sr	135	280	59	150	190
Y	26	26	26	24	24
Zr	90	94	63	60	71

SiO ₂	47,93	49,37	48,89	47,82	50,70
TiO ₂	1,50	1,46	1,31	1,59	1,51
Al ₂ O ₃	15,80	15,65	15,68	15,59	14,86
Fe ₂ O ₃	10,41	9,95	9,31	10,48	9,71
MnO	0,16	0,15	0,13	0,15	0,19
MgO	6,23	7,72	8,01	6,51	8,47
CaO	14,94	10,97	11,94	14,18	9,70
Na ₂ O	2,12	3,16	2,92	2,75	4,05
K ₂ O	0,17	0,16	0,14	0,15	0,17
P ₂ O ₅	0,18	0,17	0,17	0,17	0,45
Sum	99,44	98,76	98,50	99,39	99,81
S.G.V.	2,75	1,27	0,94	4,99	1,76
V	140	155	88	130	140
Cr	250	175	330	295	210
Ni	125	86	125	145	110
Cu	43	78	35	53	68
Zn	53	69	50	54	98
Ga	15	15	17	15	17
Pb	14	14	7	8	23
Rb	23	23	24	23	24
Sr	115	120	115	195	95
Y	25	25	26	25	27
Zr	55	78	74	77	72

SiO_2	50,65	49,44	49,76	49,39	48,25
TiO_2	1,49	1,55	1,58	1,57	1,75
Al_2O_3	15,27	15,98	15,44	15,24	15,64
Fe_2O_3	9,58	10,44	10,24	10,58	11,55
MnO	0,17	0,14	0,19	0,14	0,17
MgO	8,81	7,42	9,08	7,35	6,58
CaO	9,12	10,50	9,43	12,30	12,17
Na_2O	3,93	3,29	2,43	2,24	3,42
K_2O	0,19	0,16	0,18	0,22	0,34
P_2O_5	0,32	0,19	0,22	0,20	0,18
Sum	99,53	99,11	98,55	99,23	100,05
S.G.V.	1,00	1,86	2,94	3,66	2,98
V	160	150	180	190	200
Cr	200	245	205	245	180
Ni	98	105	105	150	110
Cu	56	72	125	56	93
Zn	66	77	135	69	90
Ga	16	17	19	18	17
Pb	12	10	13	8	15
Rb	22	24	24	23	24
Sr	72	100	105	170	180
Y	26	27	27	25	25
Zr	52	70	73	73	76

				B3	D	D
SiO ₂	51,81	48,65	52,35	50,14	48,06	49,21
TiO ₂	1,62	1,55	1,24	1,61	1,47	1,24
Al ₂ O ₃	14,91	15,21	16,25	15,16	16,64	15,30
Fe ₂ O ₃	10,07	9,86	7,75	9,61	9,96	9,31
MnO	0,20	0,17	0,14	0,15	0,16	0,13
MgO	8,17	8,25	6,38	6,73	7,09	7,43
CaO	10,39	11,32	10,62	14,28	11,21	12,54
Na ₂ O	2,68	3,94	4,09	2,65	4,19	2,93
K ₂ O	0,21	0,18	0,14	0,25	0,25	0,12
P ₂ O ₅	0,37	0,21	0,19	0,14	0,16	0,18
Sum	100,43	99,34	99,15	100,72	99,19	98,39
S.G.V.	1,57	2,93	3,13	4,67	4,95	2,61
V	130	185	133	100	180	110
Cr	265	220	225	240	225	210
Ni	100	135	105	97	135	110
Cu	275	32	25	60	41	52
Zn	72	81	29	53	52	61
Ga	17	24	15	13	13	16
Pb	11	38	11	13	8	15
Rb	23	24	23	27	32	24
Sr	125	195	76	325	285	140
Y	26	22	25	25	26	25
Zr	76	59	67	97	90	73

W i t h i n - p l a t e B a s a l t e

Liegendes von A

SiO ₂	45,94	43,85	47,39	48,07	56,32
TiO ₂	1,81	1,45	2,17	1,76	2,64
Al ₂ O ₃	17,33	16,11	15,39	16,89	14,03
Fe ₂ O ₃	13,53	10,18	12,67	13,03	14,05
MnO	0,14	0,17	0,18	0,14	0,14
MgO	11,31	4,50	6,92	2,81	2,84
CaO	8,68	21,14	11,07	12,52	3,55
Na ₂ O	1,32	2,41	2,74	2,52	5,61
K ₂ O	0,14	0,54	1,08	1,22	0,33
P ₂ O ₅	0,32	0,15	0,23	0,10	1,13
Sum	100,52	100,50	99,84	99,06	100,64
S.G.V.	4,07	8,84	3,56	5,80	0,35
V	210	135	250	135	282
Cr	250	220	240	320	210
Ni	130	105	96	135	105
Cu	135	25	25	20	48
Zn	130	39	81	48	145
Ga	21	13	19	15	22
Pb	22	7	7	8	9
Rb	22	27	31	44	27
Sr	89	155	68	265	32
Y	24	23	27	28	55
Zr	51	49	64	87	265

	B4	C	Wiesen	Wiesen
SiO ₂	47,72	50,85	50,92	50,26
TiO ₂	1,60	1,03	1,62	1,60
Al ₂ O ₃	18,69	20,10	16,22	15,73
Fe ₂ O ₃	11,80	10,48	11,92	11,34
MnO	0,11	0,16	0,30	0,17
MgO	11,49	3,96	7,32	6,00
CaO	5,20	8,01	7,39	10,62
Na ₂ O	2,96	3,83	3,14	3,53
K ₂ O	0,43	0,45	0,32	0,71
P ₂ O ₅	0,30	0,30	0,20	0,19
Sum	100,30	99,17	99,35	100,15
S.G.V.	7,21	2,83	8,21	11,57
V	120	150	245	195
Cr	325	57	150	265
Ni	115	35	75	145
Cu	82	41	12	50
Zn	86	150	280	74
Ga	20	25	21	17
Pb	28	73	22	8
Rb	47	40	33	31
Sr	235	560	55	63
Y	27	25	25	27
Zr	92	280	53	49

Stilonggraben

SiO_2	46,80	50,62	46,78	50,44
TiO_2	1,79	1,23	1,57	1,80
Al_2O_3	19,90	14,53	13,90	15,22
Fe_2O_3	11,39	9,30	9,62	11,21
MnO	0,11	0,17	0,16	0,16
MgO	6,75	5,22	6,16	5,01
CaO	7,86	15,81	17,28	13,17
Na_2O	3,53	1,47	3,02	2,39
K_2O	1,18	0,72	0,83	0,24
P_2O_5	0,22	0,20	0,20	0,23
Sum	99,53	99,27	99,52	99,87
S.G.V.	4,60	7,59	7,43	1,39
V	52	54	63	255
Cr	535	325	430	160
Ni	180	150	145	115
Cu	86	61	59	44
Zn	68	64	65	74
Ga	22	13	17	18
Pb	16	14	13	10
Rb	78	44	41	23
Sr	890	665	230	120
Y	31	25	26	26
Zr	210	140	89	68

Liegendes von A (Probenabfolge von Nord nach Süd)

	K	K ₊	K	M	K ₊
SiO ₂	44,79	17,53	28,85	52,99	36,30
TiO ₂	0,38	0,21	0,26	0,31	0,27
Al ₂ O ₃	9,65	2,88	8,51	6,28	4,84
Fe ₂ O ₃	3,94	1,72	3,65	2,95	2,57
MnO	0,29	0,16	0,16	0,12	0,13
MgO	2,31	1,80	1,84	0,89	1,14
CaO	35,78	74,22	54,92	33,65	53,61
Na ₂ O	1,09	0,21	0,67	0,86	0,60
K ₂ O	1,82	0,73	1,50	1,43	0,99
P ₂ O ₅	0,16	0,04	0,20	0,29	0,20
Sum	100,21	99,50	100,73	99,77	100,65
S.G.V.	20,51	35,27	29,85	19,25	28,98

	$\frac{K}{\%}$	K	$\frac{K}{\%}$	K	K
SiO ₂	26,47	23,43	27,59	15,01	22,85
TiO ₂	0,22	0,14	0,19	0,17	0,17
Al ₂ O ₃	2,71	3,89	2,97	3,93	3,33
Fe ₂ O ₃	1,83	1,46	1,75	1,46	2,06
MnO	0,11	0,21	0,14	0,07	0,31
MgO	1,21	5,87	1,58	1,12	1,03
CaO	67,05	62,94	63,21	77,17	68,68
Na ₂ O	0,53	1,29	0,95	0,29	0,01
K ₂ O	0,65	0,84	0,82	0,92	1,71
P ₂ O ₅	0,08	0,14	0,14	0,21	0,24
Sum	100,86	100,21	99,34	100,35	100,37
S.G.V.	34,41	34,06	34,12	37,79	36,19

	M	K ₊	M	K ₊	K ₊
SiO ₂	48,91	45,52	52,26	17,78	20,29
TiO ₂	0,76	0,21	0,89	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	13,94	4,95	14,33	3,26	2,07
Fe ₂ O ₃	5,75	2,52	6,25	1,44	1,79
MnO	0,21	0,28	0,19	0,42	0,15
MgO	4,15	1,25	4,95	1,44	0,49
CaO	20,08	43,34	17,37	73,86	72,30
Na ₂ O	2,32	0,87	3,25	0,01	0,01
K ₂ O	1,11	1,29	0,21	1,24	1,29
P ₂ O ₅	0,11	0,24	0,01	0,22	0,23
Sum	97,34	100,45	99,71	99,61	98,71
S.G.V.	10,59	24,98	10,78	37,52	37,81

	K	$\frac{K}{4}$	K
SiO ₂	26,35	18,71	13,98
TiO ₂	0,00	0,12	0,15
Al ₂ O ₃	1,62	1,74	2,65
Fe ₂ O ₃	0,69	1,42	1,00
MnO	0,16	0,06	0,10
MgO	12,41	0,53	4,85
CaO	57,30	77,44	73,39
Na ₂ O	1,94	0,01	1,43
K ₂ O	0,45	1,53	0,71
P ₂ O ₅	0,06	0,20	0,29
Sum	100,98	101,74	98,54
S.G.V.	33,10	38,53	38,91
Ni			30
Cu			27
Zn			35
Pb			-
Co			11
			AAS

Bereich A (Probenabfolge von Nord nach Süd)

	K	K	R	R	K
SiO ₂	35,14	44,95	80,22	94,46	47,97
TiO ₂	0,27	0,28	0,28	0,16	0,24
Al ₂ O ₃	5,87	6,64	1,12	0,25	4,38
Fe ₂ O ₃	2,18	2,03	3,99	1,83	1,68
MnO	0,06	0,03	0,02	0,01	0,00
MgO	2,28	0,68	1,98	0,30	0,36
CaO	50,98	44,50	10,57	2,75	45,11
Na ₂ O	1,09	0,01	0,66	0,01	0,01
K ₂ O	1,24	1,45	0,39	0,16	1,12
P ₂ O ₅	0,33	0,24	0,09	0,18	0,21
Sum	99,44	100,79	99,31	100,09	101,07
S.G.V.	28,66	25,20	8,98	3,52	24,90
Ni	40	75			35
Cu	43	66			162
Zn	59	82			70
Pb	-	8			-
Co	18	25			29
	AAS	AAS			AAS

	R	K	K	K	M
SiO ₂	92,31	38,67	51,06	44,59	54,46
TiO ₂	0,16	0,29	0,21	0,19	0,40
Al ₂ O ₃	0,32	6,52	4,63	3,62	10,37
Fe ₂ O ₃	1,83	2,04	1,65	1,45	3,60
MnO	0,01	0,11	0,01	0,02	0,08
MgO	0,22	1,24	0,21	0,84	0,71
CaO	3,76	46,65	41,26	47,98	27,10
Na ₂ O	0,53	0,59	0,01	0,03	0,01
K ₂ O	0,31	1,43	1,07	0,88	2,59
P ₂ O ₅	0,19	0,25	0,21	0,25	0,19
Sum	99,64	97,79	100,31	99,84	99,51
S.G.V.	2,92	27,16	24,32	27,01	17,49
Ni		52	22	22	
Cu		191	20	14	
Zn		81	42	38	
Pb		-	-	-	
Co		18	19	13	
		AAS	AAS	AAS	

	K	K	K	T	T
SiO ₂	44,23	41,93	48,40	55,19	43,45
TiO ₂	0,31	0,34	0,24	0,73	0,98
Al ₂ O ₃	6,97	8,66	4,85	21,84	30,52
Fe ₂ O ₃	2,33	2,60	2,20	7,41	10,59
MnO	0,04	0,07	0,21	0,31	0,37
MgO	0,73	1,92	0,30	4,06	4,82
CaO	44,19	40,93	41,28	5,18	1,03
Na ₂ O	0,01	0,96	0,55	0,72	0,91
K ₂ O	1,60	2,00	1,14	4,33	6,37
P ₂ O ₅	0,23	0,26	0,26	0,19	0,20
Sum	100,64	99,66	99,23	99,95	99,24
S.G.V.	25,02	40,80	24,56	7,16	5,27
Ni	30	45	22	110	135
Cu	23	25	12	110	4
Zn	52	59	40	90	135
Ga				24	27
Pb	-	-	-	22	25
Rb				190	250
Sr				385	350
Y				37	39
Zr				190	215
Co	27	17	24		
	AAS	AAS	AAS		

	T	sT	S	T	T
SiO ₂	61,28	75,59	55,41	54,44	62,49
TiO ₂	0,55	0,27	1,14	0,56	0,77
Al ₂ O ₃	10,25	6,09	22,56	24,69	21,56
Fe ₂ O ₃	4,06	2,77	8,06	10,75	6,63
MnO	0,23	0,23	0,02	0,44	0,06
MgO	5,09	1,83	3,78	3,46	2,35
CaO	16,43	9,71	1,59	0,78	0,50
Na ₂ O	0,73	1,88	1,41	0,59	0,21
K ₂ O	2,20	0,91	4,87	4,68	4,52
P ₂ O ₅	0,09	0,07	0,29	0,17	0,15
Sum	100,91	99,35	99,12	100,55	99,24
S.G.V.	14,90	8,39	5,34	14,90	9,81
Ni	63	56	130	150	110
Cu	7	22	5	96	130
Zn	92	16	120	145	115
Ga	16	11	22	24	23
Pb	14	23	17	19	25
Rb	93	57	170	165	175
Sr	425	230	61	120	390
Y	33	36	40	36	39
Zr	200	125	165	110	180

Bereich B1 (Probenabfolge von Nord nach Süd)

	sT	M	sT
SiO ₂	56,30	47,91	57,95
TiO ₂	0,67	0,40	0,78
Al ₂ O ₃	10,86	8,05	13,28
Fe ₂ O ₃	4,50	5,04	5,30
MnO	0,07	0,09	0,07
MgO	6,01	6,02	4,74
CaO	17,37	28,94	12,58
Na ₂ O	2,11	0,53	2,46
K ₂ O	2,34	1,55	2,44
P ₂ O ₅	0,08	0,26	0,13
Sum	100,32	98,79	99,73
S.G.V.	16,48	19,11	11,46
Ni	145		92
Cu	22		17
Zn	28		13
Ga	13		16
Pb	15		19
Rb	90		120
Sr	265		310
Y	27		32
Zr	125		165

Bereich B2 (Probenabfolge von Nord nach Süd)

	sT	sT	M	sT	sT
SiO ₂	62,85	60,34	43,88	65,70	63,26
TiO ₂	0,63	0,70	0,75	0,51	0,49
Al ₂ O ₃	11,31	13,55	16,89	10,00	8,71
Fe ₂ O ₃	4,42	5,31	6,22	3,71	3,51
MnO	0,09	0,08	0,13	0,09	0,11
MgO	3,40	3,01	6,45	2,94	2,83
CaO	11,96	11,23	19,17	11,27	15,53
Na ₂ O	2,70	2,59	3,40	3,14	2,99
K ₂ O	1,96	2,86	3,32	1,49	1,56
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,25	0,07	0,04
Sum	99,39	99,73	100,45	98,91	98,94
S.G.V.	11,04	10,33	17,71	10,39	12,84
Ni	67	87		61	55
Cu	21	33		29	14
Zn	27	39		17	9
Ga	15	17		15	12
Pb	19	18		19	18
Rb	85	114		71	69
Sr	175	165		175	245
Y	34	34		33	33
Zr	150	145		155	120

	sT	T	M	K ‡	T
SiO ₂	66,12	60,48	54,51	33,58	63,01
TiO ₂	0,68	0,78	0,59	0,27	0,76
Al ₂ O ₃	16,06	20,77	10,90	4,82	18,35
Fe ₂ O ₃	5,56	5,93	4,34	2,86	9,23
MnO	0,06	0,06	0,14	0,25	0,29
MgO	2,76	2,01	5,54	1,84	3,54
CaO	1,78	1,59	20,55	54,21	1,72
Na ₂ O	3,32	3,16	1,79	0,80	0,01
K ₂ O	1,89	3,38	1,34	0,69	3,38
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,19	0,21	0,41
Sum	98,39	98,31	99,89	99,53	100,69
S.G.V.	4,14	3,20	15,78	30,14	3,67
Ni	115	65			101
Cu	83	64			69
Zn	90	103			286
Ga	20	28			33
Pb	22	28			31
Rb	97	151			117
Sr	230	240			167
Y	34	39			36
Zr	190	190			191

	T	S
SiO_2	46,49	65,71
TiO_2	0,94	0,74
Al_2O_3	28,55	12,51
Fe_2O_3	9,11	4,40
MnO	0,16	0,08
MgO	3,22	2,71
CaO	1,45	9,78
Na_2O	1,71	1,29
K_2O	5,56	2,37
P_2O_5	0,12	0,24
Sum	97,30	99,92
S.G.V.	4,83	8,06
Ni	80	63
Cu	110	22
Zn	180	52
Ga	34	15
Pb	47	13
Rb	165	105
Sr	315	160
Y	34	37
Zr	165	195

Bereich B3 (Probenabfolge von Nord nach Süd)

	M	R	K	OFB	K
SiO ₂	57,28	75,81	40,35	50,14	31,36
TiO ₂	0,43	0,22	0,38	1,61	0,16
Al ₂ O ₃	8,56	0,41	6,85	15,16	6,53
Fe ₂ O ₃	3,28	0,98	3,36	9,61	1,88
MnO	0,05	0,03	0,09	0,15	0,19
MgO	2,89	1,39	4,41	6,73	10,87
CaO	22,50	20,39	41,64	14,28	47,47
Na ₂ O	1,67	0,01	0,86	2,65	0,77
K ₂ O	1,79	0,24	1,29	0,25	0,96
P ₂ O ₅	0,31	0,23	0,28	0,14	0,11
Sum	98,75	99,71	99,52	100,72	100,28
S.G.V.	17,04	13,07	26,48	4,56	26,63
V				100	
Cr				240	
Ni				97	
Cu				60	
Zn				53	
Ga				13	
Pb				13	
Rb				27	
Sr				325	
Y				25	
Zr				97	

	T	sT	T	S	S
SiO ₂	58,64	66,57	51,04	71,79	69,31
TiO ₂	0,78	0,73	1,34	0,55	0,63
Al ₂ O ₃	15,69	12,44	14,61	7,98	10,79
Fe ₂ O ₃	6,19	4,23	10,43	3,09	5,01
MnO	0,10	0,11	0,14	0,12	0,20
MgO	4,19	2,70	14,16	2,97	2,87
CaO	7,06	10,23	5,31	9,80	8,02
Na ₂ O	2,80	0,84	2,53	1,15	0,64
K ₂ O	3,30	2,50	0,19	1,87	1,84
P ₂ O ₅	0,31	0,26	0,39	0,24	0,24
Sum	99,05	100,61	100,13	99,56	99,55
S.G.V.	7,32	9,29	8,04	7,42	6,45
Ni	100	62	150	56	68
Cu	37	30	92	15	82
Zn	83	53	82	55	110
Ga	20	14	18	13	16
Pb	22	14	18	11	17
Rb	150	105	35	105	95
Sr	170	200	155	170	285
Y	36	38	29	35	32
Zr	150	215	100	190	195

Bereich B4 (Probenabfolge von Nord nach Süd)

	K ₊	K ₊	K ₊	K	sT
SiO ₂	20,92	54,63	49,40	51,84	68,20
TiO ₂	0,13	0,05	0,23	0,17	0,65
Al ₂ O ₃	2,90	2,39	3,42	2,92	13,84
Fe ₂ O ₃	1,60	1,32	2,32	1,87	6,64
MnO	0,16	0,13	0,15	0,03	0,13
MgO	6,49	0,97	0,54	0,28	3,10
CaO	65,49	40,81	40,62	41,05	3,39
Na ₂ O	0,21	0,01	1,10	0,54	0,39
K ₂ O	0,42	0,71	0,71	0,65	3,59
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,33	0,25	0,27
Sum	98,47	101,14	98,80	99,60	100,19
S.G.V.	35,79	22,33	24,06	23,45	3,02
Ni					83
Cu					94
Zn					135
Ga					20
Pb					36
Rb					190
Sr					420
Y					41
Zr					210

	T	WPB	M	T	R
SiO ₂	59,12	47,72	47,62	68,75	77,93
TiO ₂	0,81	1,60	0,43	0,68	0,08
Al ₂ O ₃	22,18	18,69	7,71	17,17	1,93
Fe ₂ O ₃	7,33	11,80	3,82	8,06	2,59
MnO	0,09	0,11	0,07	0,22	0,09
MgO	2,07	11,49	7,55	2,01	0,01
CaO	0,56	5,20	28,73	0,42	15,46
Na ₂ O	2,14	2,96	1,86	0,09	0,24
K ₂ O	4,28	0,43	1,36	2,95	0,51
P ₂ O ₅	0,19	0,30	0,28	0,18	0,16
Sum	98,77	100,30	99,44	100,53	98,98
S.G.V.	1,16	6,98	24,04	3,07	10,72
V		120			
Cr		325			
Ni	115	115		97	
Cu	36	82		67	
Zn	130	86		74	
Ga	29	20		22	
Pb	27	28		15	
Rb	190	47		35	
Sr	115	235		160	
Y	40	27		28	
Zr	155	92		94	

	M	K %	ST	M
SiO ₂	51,10	55,27	69,49	52,92
TiO ₂	0,54	0,04	0,67	0,54
Al ₂ O ₃	10,63	2,46	16,88	10,62
Fe ₂ O ₃	4,95	1,53	6,10	4,72
MnO	0,13	0,11	0,16	0,08
MgO	5,49	1,07	1,93	4,66
CaO	22,72	38,01	0,66	21,45
Na ₂ O	0,84	1,39	0,43	1,48
K ₂ O	1,49	0,43	3,20	1,87
P ₂ O ₅	0,31	0,26	0,25	0,32
Sum	98,19	100,56	99,78	98,65
S.G.V.	16,34	21,85	2,90	16,46
Ni			39	
Cu			25	
Zn			140	
Ga			23	
Pb			31	
Rb			155	
Sr			200	
Y			42	
Zr			190	

Bereich B5 (Probenabfolge von Nord nach Süd)

	K	K	K	K	K
SiO ₂	40,59	34,52	25,93	36,72	19,85
TiO ₂	0,31	0,28	0,24	0,27	0,33
Al ₂ O ₃	6,37	6,03	4,20	5,79	7,69
Fe ₂ O ₃	1,98	2,19	1,84	1,99	2,53
MnO	0,03	0,04	0,05	0,04	0,07
MgO	0,01	0,12	0,11	0,01	0,93
CaO	48,71	54,95	67,24	53,67	64,64
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	1,10
K ₂ O	1,64	1,43	0,79	1,39	1,48
P ₂ O ₅	0,20	0,19	0,16	0,18	0,22
Sum	99,85	99,76	100,56	100,07	98,84
S.G.V.	27,94	29,91	34,68	19,83	35,30
Ni		29	27	23	32
Cu		74	81	65	114
Zn		82	92	70	97
Pb		14	-	-	-
Co		20	17	22	11
		AAS	AAS	AAS	AAS

	sT	sT	T
SiO ₂	71,45	70,01	57,86
TiO ₂	0,75	0,66	0,89
Al ₂ O ₃	14,49	8,45	22,95
Fe ₂ O ₃	6,43	4,16	7,26
MnO	0,05	0,08	0,23
MgO	2,42	2,31	2,38
CaO	0,37	10,81	0,96
Na ₂ O	0,46	1,55	1,90
K ₂ O	2,93	1,80	4,90
P ₂ O ₅	0,23	0,16	0,21
Sum	99,57	99,98	99,53
S.G.V.	3,29	9,40	4,48
Ni	130	78	150
Cu	93	55	120
Zn	120	49	110
Ga	22	17	27
Pb	22	26	28
Rb	145	98	215
Sr	290	800	430
Y	42	36	49
Zr	210	335	270

Bereich C (Probenabfolge von Nord nach Süd)

	K ₊	K ₊	K ₊	K ₊	K ₊
SiO ₂	29,40	47,91	24,98	53,84	28,18
TiO ₂	0,15	0,13	0,14	0,15	0,16
Al ₂ O ₃	1,15	1,56	1,33	3,60	2,57
Fe ₂ O ₃	1,78	2,19	2,87	2,55	1,50
MnO	0,16	0,52	0,06	0,29	0,44
MgO	0,57	0,82	0,26	1,31	0,62
CaO	66,18	49,20	68,92	35,81	66,06
Na ₂ O	0,55	0,01	0,01	0,99	0,01
K ₂ O	0,33	0,45	1,38	0,88	0,61
P ₂ O ₅	0,07	0,23	0,23	0,32	0,17
Sum	100,33	100,83	100,16	99,74	100,32
S.G.V.	34,56	27,40	36,77	19,89	33,87
Ni		16		19	29
Cu		48		27	38
Zn		42		34	51
Pb		-		13	-
Co		17		22	14
		AAS		AAS	AAS

	K ₊	K	K	R	M
SiO ₂	38,35	40,42	40,66	82,74	58,32
TiO ₂	0,12	0,30	0,25	0,24	0,42
Al ₂ O ₃	1,63	7,10	5,25	0,45	10,37
Fe ₂ O ₃	1,59	2,33	2,25	1,61	4,45
MnO	0,08	0,04	0,04	0,07	0,12
MgO	0,00	0,10	0,28	1,45	1,25
CaO	57,51	48,74	49,99	11,09	20,12
Na ₂ O	0,01	0,12	0,01	1,05	0,71
K ₂ O	0,48	1,59	1,27	0,50	2,16
P ₂ O ₅	0,20	0,23	0,21	0,05	0,21
Sum	99,97	100,96	100,21	99,24	98,13
S.G.V.	31,13	27,11	26,86	9,87	14,14
Ni	14	27	20		
Cu	11	22	18		
Zn	32	44	45		
Pb	-	-	-		
Co	12	16	16		
	AAS	AAS	AAS		

	M	T	WPB	sT	sT
SiO ₂	46,58	57,53	50,85	69,86	65,53
TiO ₂	0,42	0,65	1,03	0,52	0,60
Al ₂ O ₃	7,94	15,26	20,10	14,75	9,63
Fe ₂ O ₃	4,51	6,71	10,48	3,65	3,70
MnO	0,09	0,26	0,16	0,04	0,10
MgO	4,09	3,87	3,96	1,41	3,24
CaO	32,99	11,43	8,01	0,67	13,63
Na ₂ O	0,62	2,46	3,83	4,37	1,32
K ₂ O	1,55	1,67	0,45	3,54	1,93
P ₂ O ₅	0,34	0,10	0,30	0,28	,0,21
Sum	99,14	99,94	99,17	99,11	99,90
S.G.V.	21,58	9,06	2,63	1,81	11,02
V			150		
Cr			57		
Ni		92	35	27	69
Cu		22	41	56	10
Zn		130	150	66	38
Ga		15	25	22	10
Pb		15	73	34	8
Rb		76	40	165	95
Sr		205	560	89	215
Y		32	25	50	34
Zr		155	280	240	175

Bereich D (Probenabfolge von Nord nach Süd)

	OFB	K ₊	M	K	M
SiO ₂	48,06	22,35	48,60	32,82	51,33
TiO ₂	1,47	0,23	0,49	0,20	0,47
Al ₂ O ₃	16,64	3,71	10,70	4,38	10,26
Fe ₂ O ₃	9,96	2,06	4,95	2,02	4,41
MnO	0,16	0,23	0,12	0,20	0,10
MgO	7,09	1,27	4,14	1,46	4,15
CaO	11,21	69,18	26,88	57,84	24,58
Na ₂ O	4,19	0,71	1,01	0,36	1,10
K ₂ O	0,25	0,60	2,14	1,07	2,25
P ₂ O ₅	0,16	0,03	0,32	0,24	0,35
Sum	99,19	100,40	99,35	100,58	99,01
S.G.V.	4,72	34,76	18,57	31,28	18,25
V	180				
Cr	225				
Ni	135				
Cu	41				
Zn	52				
Ga	13				
Pb	8				
Rb	32				
Sr	285				
Y	26				
Zr	90				

	M	T	T	M	T	T
SiO ₂	50,37	55,45	57,14	54,48	45,44	62,55
TiO ₂	0,40	0,97	0,87	0,41	1,20	0,80
Al ₂ O ₃	7,50	22,19	15,12	7,30	26,54	19,16
Fe ₂ O ₃	2,77	8,29	6,24	3,10	11,94	8,09
MnO	0,06	0,10	0,07	0,04	0,20	0,17
MgO	7,72	3,90	4,94	4,35	5,51	2,83
CaO	28,74	0,65	10,78	25,08	0,64	0,37
Na ₂ O	0,21	2,67	1,84	1,91	1,39	1,74
K ₂ O	1,43	3,94	2,71	1,16	5,80	3,59
P ₂ O ₅	0,18	0,24	0,22	0,34	0,42	0,30
Sum	99,37	98,40	99,92	98,15	99,08	99,58
S.G.V.	22,20	3,78	9,63	19,87	5,42	3,44
Ni		120	77		140	120
Cu		70	41		145	50
Zn		79	61		225	145
Ga		22	18		36	25
Pb		19	17		30	24
Rb		155	115		190	160
Sr		120	170		49	60
Y		39	35		43	42
Zr		175	170		160	190

Quarzite der Schürflingshorizonte

	A	A	B	C	D
SiO ₂	70,53	71,75	52,11	78,15	66,61
TiO ₂	0,48	0,45	0,44	0,37	0,61
Al ₂ O ₃	7,83	7,64	9,06	11,66	9,44
Fe ₂ O ₃	3,38	3,38	4,26	2,45	3,86
MnO	0,04	0,06	0,10	0,03	0,24
MgO	0,16	1,12	4,56	1,04	3,87
CaO	13,43	11,32	25,63	0,21	13,05
Na ₂ O	1,00	1,03	1,15	0,09	0,31
K ₂ O	1,74	2,05	2,14	4,21	2,19
P ₂ O ₅	0,21	0,19	0,32	0,26	0,29
Sum	98,81	98,98	99,77	98,45	100,48
S.G.V.	10,19	8,78	18,84	0,02	12,05
Ni	67	53	93	12	55
Cu	18	15	19	17	11
Zn	24	35	34	33	85
Ga	11	12	8	15	13
Pb	8	11	10	16	17
Rb	75	91	83	190	110
Sr	195	170	305	5	275
Y	35	37	29	45	35
Zr	220	200	120	245	180

- A) Wiesen
- B) Trenser Joch
- C) Wurmaulkopf
- D) Stilonggraben

Dolomite und Rauhacken

	A	B	B	C
SiO ₂	30,18	20,79	24,06	21,96
TiO ₂	0,11	0,16	0,15	0,54
Al ₂ O ₃	1,91	4,42	3,04	5,37
Fe ₂ O ₃	1,21	2,37	6,53	10,44
MnO	0,14	0,09	0,23	0,44
MgO	26,09	11,34	12,78	17,01
CaO	39,30	56,88	50,12	42,96
Na ₂ O	0,35	1,59	1,61	0,22
K ₂ O	0,55	0,89	0,74	0,19
P ₂ O ₅	0,56	0,28	0,34	0,26
Sum	100,40	98,82	99,59	99,39
S.G.V.	37,46	36,46	37,89	36,32

A) Dolomit, Wiesen

B) Rauhacke, Hauptschürflingshorizont

C) Rauhacke, Wurmaulkopf

Sedimente mit pyroklastischem Einfluß

	T	T	M
SiO ₂	51,04	52,85	50,65
TiO ₂	1,34	2,29	0,56
Al ₂ O ₃	14,61	18,39	6,50
Fe ₂ O ₃	10,43	12,32	2,63
MnO	0,14	0,08	0,11
MgO	14,16	5,15	3,01
CaO	5,31	3,74	33,88
Na ₂ O	2,53	5,21	0,40
K ₂ O	0,19	0,31	1,94
P ₂ O ₅	0,39	0,32	0,37
Sum	100,13	100,66	99,30
S.G.V.	8,04	2,60	20,89
Ni	150	76	
Cu	92	125	
Zn	82	190	
Ga	18	22	
Pb	18	31	
Rb	35	125	
Sr	155	135	
Y	29	37	
Zr	100	175	

Fe-Mn-Sedimente außerhalb des Arbeitsgebietes

	A	A	B	B	B
SiO ₂	10,23	43,67	28,57	23,26	28,09
TiO ₂	0,07	0,19	0,03	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	0,72	2,74	1,35	1,67	1,21
Fe ₂ O ₃	0,94	2,24	1,21	1,44	1,64
MnO	0,07	0,15	1,17	0,15	0,16
MgO	0,59	0,55	8,01	6,62	8,30
CaO	85,21	48,26	59,17	65,12	55,83
Na ₂ O	0,01	1,05	0,91	1,41	1,57
K ₂ O	0,73	0,52	0,45	0,41	0,51
P ₂ O ₅	0,19	0,31	0,33	0,26	0,41
Sum	98,73	99,67	100,19	100,38	97,76
S.G.V.	40,94	27,73	31,72	33,77	32,36

- A) Kaserer Winkl, Österreich
 B) Engadiner Fenster, Schweiz

Proben des Rheno-Danubischen Flysch', Lainbachtal, Benediktb.

	8 fk	9 fk	10 fk	11 fk	12 fk
SiO ₂	70,16	57,39	57,27	58,53	70,47
TiO ₂	0,80	0,57	0,59	0,63	0,77
Al ₂ O ₃	13,98	14,14	13,71	15,67	17,34
Fe ₂ O ₃	4,74	5,01	4,61	5,48	3,91
MnO	0,04	0,04	0,05	0,04	0,01
MgO	2,16	3,06	2,83	3,14	2,32
CaO	5,76	15,09	15,90	11,42	1,00
Na ₂ O	0,40	0,25	0,68	0,63	0,01
K ₂ O	2,55	1,68	2,26	2,41	3,48
P ₂ O ₅	0,25	0,29	0,25	0,28	0,21
Sum	100,85	97,50	98,15	98,21	99,50
S.G.V.	9,42	14,50	15,14	13,88	8,41
Ni	71	71	22	74	67
Cu	67	64	32	96	120
Zn	68	40	67	62	57
Ga	21	19	22	19	22
Pb	26	16	26	25	16
Rb	110	61	86	96	140
Sr	170	215	245	245	140
Y	35	17	23	22	39
Zr	130	83	94	100	150

fk: Tristelschichten

	13 flk	6 fg	7 fg	14 fg	15 fg
SiO ₂	65,43	76,58	60,35	73,77	67,44
TiO ₂	0,72	0,60	0,93	0,65	0,83
Al ₂ O ₃	16,56	11,43	22,43	14,04	17,57
Fe ₂ O ₃	4,21	3,83	7,97	4,04	5,64
MnO	0,05	0,03	0,03	0,01	0,04
MgO	3,10	1,44	3,35	1,89	2,23
CaO	5,62	0,66	1,07	0,55	1,67
Na ₂ O	0,48	0,33	0,01	0,31	0,37
K ₂ O	3,11	3,10	4,83	3,65	3,38
P ₂ O ₅	0,41	0,13	0,14	0,15	0,17
Sum	99,69	98,14	101,08	99,05	99,34
S.G.V.	10,28	4,27	8,20	4,78	8,93
Ni	63	39	53	64	70
Cu	73	76	345	110	120
Zn	74	24	68	53	39
Ga	23	18	23	22	20
Pb	31	17	51	25	42
Rb	125	125	175	165	135
Sr	180	99	125	125	115
Y	34	39	43	49	34
Zr	120	150	180	235	135

fg: Flysch-Gault

	16 fg	17 fg	18 fg	19 fg	20 fg
SiO ₂	70,13	61,39	70,03	70,43	74,30
TiO ₂	0,69	0,73	0,72	0,82	0,65
Al ₂ O ₃	15,75	15,66	15,01	16,14	13,55
Fe ₂ O ₃	4,85	5,60	5,36	6,86	3,81
MnO	0,02	0,07	0,02	0,02	0,01
MgO	1,89	3,10	1,83	2,21	1,30
CaO	0,86	7,24	0,55	0,19	0,56
Na ₂ O	0,52	1,58	1,30	0,01	0,40
K ₂ O	4,01	3,19	4,17	3,38	3,64
P ₂ O ₅	0,18	0,27	0,10	0,11	0,14
Sum	98,89	98,81	99,07	98,54	98,34
S. G. V.	5,55	10,47	4,96	9,63	4,58
Ni	49	68	93	68	50
Cu	110	200	100	600	87
Zn	52	60	44	74	52
Ga	22	19	21	23	23
Pb	27	30	14	44	13
Rb	160	120	165	145	145
Sr	100	145	105	100	105
Y	35	21	29	47	38
Zr	140	105	130	235	140

	21 fg	22 fg	23 fg	24 fg	25 fg
SiO ₂	73,76	68,01	71,23	68,79	70,51
TiO ₂	0,72	0,66	0,71	0,74	0,75
Al ₂ O ₃	12,58	15,85	14,96	15,31	15,26
Fe ₂ O ₃	4,39	6,77	4,91	5,04	5,00
MnO	0,05	0,02	0,03	0,02	0,03
MgO	1,96	2,54	1,86	1,97	1,68
CaO	2,30	1,52	0,73	3,24	0,60
Na ₂ O	0,08	0,01	0,01	0,70	0,51
K ₂ O	3,40	3,24	3,98	3,30	4,04
P ₂ O ₅	0,23	0,14	0,18	0,13	0,16
Sum	99,47	98,75	98,60	99,24	98,53
S.G.V.	5,63	6,93	4,76	7,68	4,72
Ni	36	88	150	52	110
Cu	82	200	115	145	65
Zn	44	79	41	71	43
Ga	19	23	21	23	21
Pb	18	37	18	28	18
Rb	130	150	150	150	165
Sr	105	110	110	140	105
Y	36	43	33	44	32
Zr	135	195	120	210	125

	26 fg	27 fg	28 fg	29 fg	30 fg
SiO ₂	62,01	62,14	62,22	73,40	73,97
TiO ₂	0,71	0,55	0,59	0,61	0,70
Al ₂ O ₃	16,48	11,43	13,83	13,38	9,65
Fe ₂ O ₃	6,56	6,72	6,76	4,76	6,69
MnO	0,09	0,16	0,05	0,00	0,04
MgO	2,95	2,91	3,83	1,84	2,18
CaO	7,29	12,08	7,54	0,56	3,17
Na ₂ O	0,01	0,01	0,42	0,42	0,20
K ₂ O	3,50	2,70	2,89	3,33	2,29
P ₂ O ₅	0,25	0,22	0,30	0,16	0,20
Sum	99,84	98,84	98,43	98,45	99,08
S.G.V.	10,28	12,32	11,20	4,66	6,23
Ni	57	39	60	120	48
Cu	140	44	195	75	68
Zn	105	115	43	29	35
Ga	19	21	18	21	17
Pb	51	44	23	40	24
Rb	145	115	110	160	100
Sr	200	200	135	110	120
Y	41	36	25	46	26
Zr	185	160	110	220	130

	3 fz	4 fz	5 fz
SiO_2	62,68	45,10	60,98
TiO_2	0,85	0,78	0,73
Al_2O_3	16,03	14,59	16,28
Fe_2O_3	3,52	4,77	3,81
MnO	0,03	0,09	0,06
MgO	2,75	1,41	3,19
CaO	9,11	26,37	11,73
Na_2O	1,23	0,99	0,65
K_2O	3,32	3,57	3,02
P_2O_5	0,30	0,17	0,32
Sum	99,80	97,84	100,75
S.G.V.	10,57	18,78	12,11
Ni	46	43	53
Cu	41	39	39
Zn	44	40	48
Ga	19	21	20
Pb	18	25	20
Rb	135	120	120
Sr	355	840	385
Y	27	33	20
Zr	125	230	105

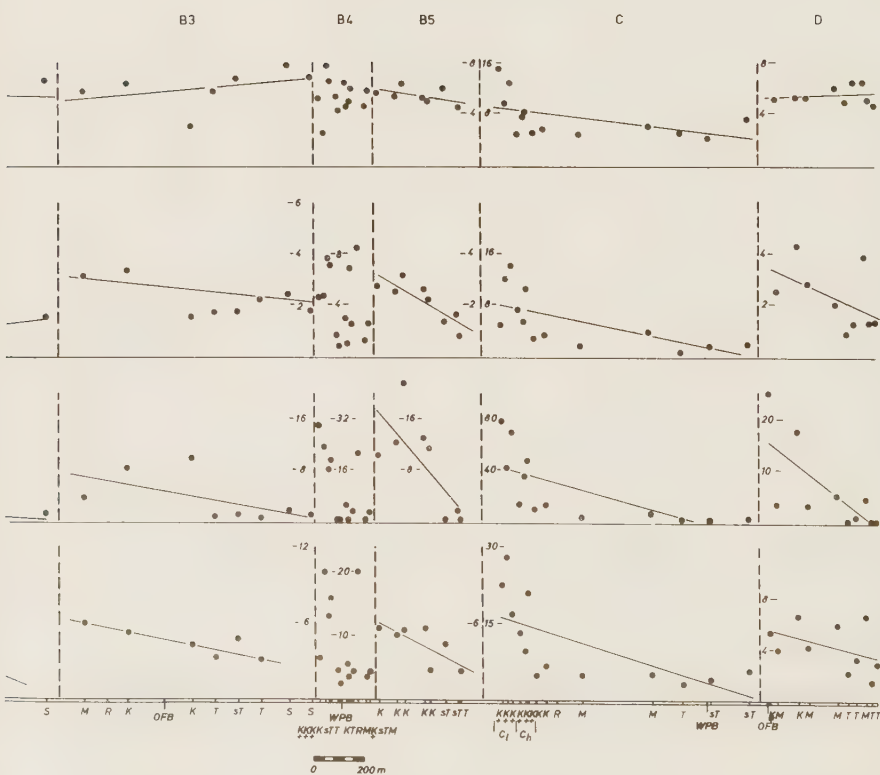
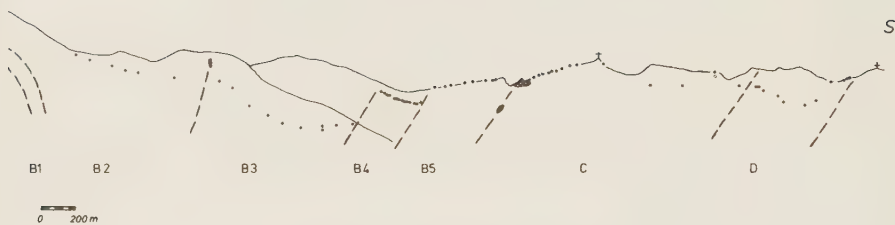
fz: Zementmergel-Serie

Autoren- und Herkunftsverzeichnis der geochemischen Vergleichsdaten
(Paragesteine)

			Wassertiefe
BOSTRÖM et al. 1976	terrigenes Sediment	Pazifik	4296 - 4827 m
CALVERT & BATCHELOR 1978	Ton	Schwarzes Meer	2165 m
COOK 1974	Kalkschlamm	Indik	2000 m
COOK 1974	Ton	Indik	4000 m
CORRENS 1968	Tonmergel	-	-
CRONAN 1977	Kalk	Atlantik	1665 - 3188 m
CRONAN 1977	vulkanisch beein- flußter Kalk	Atlantik	1665 - 3188 m
DONNELLY & WALLACE 1976	tonreiches Sedi- ment	Antartik	2086 m
EL WAKEEL & RILEY 1961	kalkiges Sediment	Atl., Paz., Indik, Mittelm.	3195 - 5582 m
EL WAKEEL & RILEY 1961	Ton	Atl., Paz., Indik, Mittelm.	3460 - 6140 m
EL WAKEEL & RILEY 1961	küstennaher Ton	Atl., Paz., Indik, Mittelm.	-
EL WAKEEL & RILEY 1961	pyroklastisches und kieseliges Sediment	Atl., Paz., Indik, Mittelm.	-
EMELYANOV & SHIRSHOV 1977	kalkiges Sediment	Atlantik	2086 m
EMELYANOV & SHIRSHOV 1977	pelagischer Schlamm	Atlantik	4886 m
EMELYANOV & SHIRSHOV 1977	terrigenes Sediment	Atlantik	2086 - 5176 m
EMELYANOV & SHIRSHOV 1977	kieseliger Schlamm	Atlantik	3175 - 4990 m

GOLDBERG & ARRHENIUS 1958	Tiefseeton	Pazifik	-
HIRST 1962	küstennaher, terrigen er Ton	-	-
HUCKENHOLZ 1963	Tanner Grauwacke	-	-
JENKYNs & HARDY 1976	Ton	Pazifik	4152 m
JENKYNs & HARDY 1976	vulkanisch beein- flußter Sandstein	Pazifik	4152 m
KÖHNE 1978	Bündner Schiefer	Tuxer Tal	-
KRAUSKOPF 1967	Schiefer	-	-
LANGE et al. 1978	schwarzer Schiefer	Atlantik	4748 m
LISITZIN et al. 1971	Kalkschlamm	Pazifik	2689 m
LISITZIN et al. 1971	Ton	Pazifik	4282 - 5981 m
LISITZIN et al. 1971	Asche	Pazifik	3717 - 4990 m
MANHEIM 1974	Kalk	Rotes Meer	2000 m
MANHEIM 1974	Schiefer	Rotes Meer	2000 m
MANHEIM 1974	schwarzer Schiefer	Rotes Meer	2000 m
MARCHIG & VALLIER 1974	Kalk und Ton	Indik	2028 m
PIMM 1974	brauner Ton	Indik	> 5000 m
PIMM et al. 1971	brauner Ton	Pazifik	4282 - 5981 m
PLEHWE, v. 1979	Radiolarit	Siena	-
RÖSLER & LANGE 1976	Flyschmergel, Arko- sesandstein, Arkose	-	-
SHAW 1954 u. 1956	nicht-, mittel- und hochmetamorphe Pe- lite	-	-
SUMMERHAYES 1972	Kontinentalrandse- diment	Atlantik	-

TUREKIAN & WEDEPOHL 1961	Kalk	-	Tiefsee
TUREKIAN & WEDEPOHL 1961	Tiefseeton	-	Tiefsee
TUREKIAN & WEDEPOHL 1961	Schiefer	-	-
TUREKIAN & WEDEPOHL 1961	Sandstein	-	-
VINOGRADOV 1967	WELTSCHIEFER	-	-
VOITKEVIČ et al. 1970	Radiolarit, Diatomit	-	-
WARNER & GIESKES 1974	Aschelagen	Indik	4857 m
WEDEPOHL 1960	Flachseeton	-	Flachsee
BOSTRÖM et al. 1969	Fe-Mn-Sediment	Pazifik	2700 - 5060 m
BOSTRÖM et al. 1969	Fe-Mn-Sediment	Indik	2455 - 4990 m
BOSTRÖM et al. 1969	Fe-Mn-Sediment	Atlantik	2460 - 4794 m
BOSTRÖM et al. 1976	Fe-Mn-Sediment	Pazifik	4296 - 4827 m
CRONAN 1973	Fe-Mn-Sediment	Pazifik	4484 - 4940 m
DREVER 1976	Fe-Mn-Sediment	Antarktik	5000 m
SAYLES & BISCHOFF 1973	Fe-Mn-Sediment	Pazifik	4000 m
WARNER & GIESKES 1974	Fe-Mn-Sediment	Indik	4857 m



Lebenslauf

Name:	Stadler, Robert	
Geburtstag:	27. 12. 1949	
Geburtsort:	Burghausen	
Eltern:	Rudolf Stadler, Schlossermeister Ruth Stadler, Hausfrau	
Staatsangehörigkeit:	deutsch	
Familienstand:	verheiratet seit 16. 6. 1969 zwei Kinder	
Schulbildung:	1956 - 1960	Volksschule, Burghausen
	1960 - 1969	Aventinus-Gymnasium, Burghausen
	1969	Abitur
Berufsausbildung:	1969 - 1971	Maschinenbaustudium, TU München (nach dem 3. Semester abgebrochen)
	1971 - 1976	Geologiestudium, Ludwig- Maximilians-Universität, München
	1974 - 1976	Diplomarbeit in der Alpen- randzone bei Schlehdorf
	1976	Diplomprüfung
Berufsarbeit:	1977 - 1978	Wiss. Mitarbeiter am Insti- tut für Allgem. und Angew. Geologie, München
	1979	freier Mitarbeiter am Geo- technischen Institut, Bern

